

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

**CARACTÉRISATION DE LA MINÉRALISATION EN NI-CU-EGP
DES INDICES DE LA RÉGION DU LAC À PAUL, SUITE
ANORTHOSITIQUE DE LAC ST-JEAN**

Par

LAURENCE HUSS
Département des Sciences Appliquées

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION DE LA MAÎTRISE
EN SCIENCES APPLIQUÉES
EN GÉOLOGIE

AVRIL 2002



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Ce projet de maîtrise a pour sujet la caractérisation et l'étude de l'origine de la minéralisation des sulfures de Ni-Cu du secteur du Lac à Paul au nord-est de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. Les minéralisations de sulfures de Ni-Cu sont d'origine magmatique, associées à la bordure d'une intrusion anorthositique d'âge Méso-protérozoïque. Les teneurs moyennes des sulfures massifs et semi-massifs du secteur du Lac à Paul sont de l'ordre de 0.66% Ni, 1.2% Cu, 0.06% Co, 55 ppb Pd et avec des résultats généralement sous la limite de détection pour le Pt.

L'extrême pauvreté en éléments du groupe du platine (EGP) des échantillons et en Ni des olivines de la région du Lac à Paul reflète l'importante évolution magmatique subie par les lithologies présentes dans le secteur étudié. Seuls des dykes de composition dioritique semblent pouvoir contraindre l'ordre de cristallisation de certaines lithologies de la région du Lac à Paul. La composition du liquide sulfuré parental est assimilable aux sulfures disséminés ayant une moyenne recalculée à 100 % sulfures de 1.6 % Ni et 1.7 % Cu donnant un ratio Ni :Cu de 1 :1. Le ratio S/Se (S/Se de 8000 à 26000) suggère une provenance exogène du soufre.

La comparaison entre les indices de la région du Lac à Paul avec Voisey's Bay, le lac Volant et certains indices norvégiens indique une similitude du contexte tectonique ayant favorisé une ségrégation prématurée des sulfures. Les dissemblances majeures sont : une intrusion pluri-kilométrique; l'absence d'évidence de ré-enrichissement de la minéralisation par injection multiples de magma; une mise en place de la minéralisation syn- à tardi-tectonique, l'extrême évolution des lithologies minéralisées.

Abstract

The subject of this master's project is the characterization and study of the origin of the Ni-Cu sulfide mineralization of the Lac à Paul area located in the northwestern part of the Lac Saint-Jean anorthositic suite. The Ni-Cu sulfide mineralizations are magmatic in origin and are associated with the margins of a Meso-proterozoic anorthosite intrusion. The average values obtained for the massive and semi-massive sulfides of the Lac à Paul area are in the order of 0,66% Ni, 1,2% Cu, 0,06% Co and 55 ppb Pd. The values for Pt generally fall under the detection limit.

The extremely low concentration of platinumium group elements (PGE) of the samples and of Ni in the olivines of the Lac a Paul area reflects the important magmatic evolution undergone by the different lithologies of the study area. Only dykes of dioritic composition seem to constrain the order of crystallisation of some of the lithologies of the Lac a Paul area. The composition of the parental sulfide liquid is similar to the disseminated sulfides with a 100 % sulfide recalculated average of 1,6 % Ni and 1,7% Cu, yielding a Ni to Cu ratio of 1:1. The S/Se ratio (S/Se ratios of 8000 to 26 000) suggests an external source of the sulfur.

Comparison between the Lac à Paul showings, Voisey's Bay, Lac Volant and some Norwegian showings indicates similar tectonic setting which favoured an early segregation of the sulfides. The main differences are: a kilometre size intrusion; no evidence of re-enrichment of the mineralization by multiple magma injections; syn- to late- tectonic emplacement of the mineralization; and a significant evolution of the ore-bearing lithologies.

REMERCIEMENTS

Dans ce type d'acrobatie qu'est la rédaction d'un mémoire de maîtrise, la tradition veut que l'on passe en revue, à la manière des perles d'un chapelet, la liste, longue, des personnes auxquelles nous sommes redevables. Je m'attelle à cette tâche avec le plus grand soin.

C'est pourquoi je tiens à remercier tout particulièrement ma directrice de recherche, le Dr S.-J. Barnes, qui m'a donné d'excellentes conditions de travail et m'a aidé à discerner les voies importantes tout au long de mon parcours. Je profite de l'occasion pour lui signifier tout le respect que m'inspire son impressionnante érudition.

Des remerciements chaleureux sont adressés à mon codirecteur, le Dr M. Higgins pour son aide et ses commentaires judicieux qui ont permis d'améliorer cette étude. Une pensée reconnaissante pour la disponibilité dont il a fait preuve, et ce en dépit d'une surcharge de travail.

Je remercie ensuite les membres du comité de mémoire. Le Dr R. Daigneault, dont les commentaires et conseils me furent d'un grand apport, toujours dans la bonne humeur et le sourire. Qu'il soit ici gratifié pour la si complexe simplicité qui le caractérise, et le ferait reconnaître entre mille. Un remerciement tout particulier à C. Hébert, géologue au

ministère des Ressources Naturelles du Québec et responsable du projet Lac à Paul, pour m'avoir montré qu'il est possible de cultiver la passion et l'amour du métier au fil des ans et pour la pénible tâche de correction à laquelle il s'est attelé.

Je voudrais également remercier M. Landry et E. Harster pour leur soutien actif et moral durant ces années passées à la préparation et à la rédaction du mémoire. Que ce soit lors de la manipulation des échantillons, lors de la correction fastidieuse du manuscrit ou lors de périodes difficiles, ils ont su être là. Qu'ils trouvent dans ces remerciements la manifestation de mon attachement profond envers eux !

Une pensée reconnaissante à Hassan Nabil ainsi qu'à Julie Fredette, mes camarades d'études, pour les discussions malheureusement trop peu nombreuses, mais toujours enrichissantes. Je remercie Julie d'avoir exercée ses talents de traductrice sur le résumé de mon mémoire.

Un très grand merci à la compagnie Mines D'Or Virginia pour l'accès à l'information et aux échantillons utilisés dans le cadre de ma recherche.

Pour terminer, toute ma considération va au ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MERQ) pour le soutien financier couvrant les frais de terrain ainsi qu'une partie des analyses reliées à mes travaux.

TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	iii
REMERCIEMENTS	V
LISTE DES FIGURES.....	XI
LISTE DES TABLEAUX	XV
LISTE DES PLANCHES.....	XVI
INTRODUCTION	1
1.1 PROBLÉMATIQUE	3
1.2 POTENTIEL ÉCONOMIQUE.....	4
1.3 MODÈLE MAGMATIQUE DE MISE EN PLACE DE GISEMENTS DE Ni-CU-EGP IMPLIQUANT UN PANACHE MANTELLIQUE DANS UN CONTEXTE DE RIFT	4
1.4 MODÈLES MAGMATIQUES DE MISE EN PLACE DE GISEMENTS DE Ni-CU IMPLIQUANT LA PRÉSENCE D'ANORTHOSITES MASSIVES DANS UN CONTEXTE DE CROûTE CONTINENTALE ÉPAISSE.....	11
CADRE GÉOLOGIQUE.....	23
2.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE	23
2.1.1 <i>La Province de Grenville</i>	23
2.2 GÉOLOGIE LOCALE	26

2.2.1 Région du Saguenay -Lac Saint-Jean.....	26
2.2.2 Travaux antérieurs	28
2.2.3 Géologie du secteur du Lac à Paul	29
2.2.4 Géologie structurale du secteur du Lac à Paul.....	32
2.2.5 Les indices de sulfures.....	36
PÉTROGRAPHIE.....	41
3.1 INTRODUCTION	41
3.2 MÉTHODOLOGIE	46
3.3 L'ENCAISSANT RÉGIONAL.....	47
3.3.1 Les granodiorites.....	47
3.3.2 Les monzogranites.....	50
3.3.3 Les syénogranites	52
3.3.4 Les marbres	55
3.4 LA SUITE MAFIQUE ET ULTRAMAFIQUE	56
3.4.1 Dunite	57
3.4.2 Webstérite à olivine coronitique.....	61
3.4.3 Pyroxénite.....	67
3.4.4 Hornblendite.....	75
3.4.5 Norite à olivine.....	79
3.4.6 Gabbronorite	82
3.4.7 Gabbro et anorthosite.....	86
3.5 MINÉRALISATION	92

3.5.1 Sulfures massifs	93
3.5.4 Les oxydes.....	112
3.6 TEXTURE CORONITIQUE	115
3.7 ÉVOLUTION DES OLIVINES, PYROXÈNES, PLAGIOCLASES ET SULFURES EN FONCTION DES DONNÉES DE MICROSONDE.....	119
3.8 DÉTERMINATIONS PÉTROGRAPHIQUES DES SÉQUENCES DE CRISTALLISATION POUR L'ENSEMBLE DE LA SUITE MAGMATIQUE MAFIQUE ET ULTRAMAFIQUE.	127
GÉOCHIMIE.....	130
4.1 INTRODUCTION	130
4.2 MÉTHODE ANALYTIQUE.....	130
4.3 LITHOGÉOCHIMIE	134
4.3.1 Éléments majeurs.....	134
4.3.2 Éléments traces et terres rares	141
4.3.3 Altération et contamination.....	151
4.3.4 Évolution magmatique.....	155
4.4 COMPORTEMENT DES MÉTAUX CHALCOPHILES.....	162
4.4.1 Contrôle des sulfures.....	162
4.4.2 Diagrammes des métaux.....	167
4.4.3 Diagrammes des variations de ratios.....	173
4.4.4 Facteur R.....	177
DISCUSSION.....	180

5.1 CONTEXTE TECTONIQUE	180
5.2 SOURCE DES MÉTAUX	181
5.3 TRANSPORT DU MAGMA.....	183
5.4 SATURATION EN S	184
5.5 CONCENTRATION SPATIALE DE LA MINÉRALISATION	186
5.6 FRACTIONNEMENT DU LIQUIDE SULFURÉ.....	188
5.7 REMOBILISATION ET ALTÉRATION	190
5.8 MODÉLISATION.....	191
5.9 POTENTIEL ÉCONOMIQUE DES INDICES DU LAC À PAUL.....	196
5.10 ÉTUDE COMPARATIVE.....	198
CONCLUSION	204

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1.** Carte de localisation du secteur du Lac à Paul. Source : compilation de L. Avramtchev (Service d'information et de soutien à l'exploration), MRNQ. 2
- Figure 1.2.** Teneurs en % Ni versus tonnage des principaux gisements de Ni dans le monde. Modifié de Naldrett (1997). 5
- Figure 1.3.** Modèle de formation des gisements de Ni-Cu en milieu extensif: A) Source et transport, de Barnes et Francis (1995); B) 3 mécanismes possibles de saturation des sulfures. 7
- Figure 1.4.** A) Interaction sulfures-magma silicaté; B) type d'accumulation possible dans un système dynamique. D'après Barnes et Maier (1999). 9
- Figure 1.5.** Représentation schématique de l'évolution tectonique et magmatique de l'orogène du Grenville durant l'intervalle 1.20 à 1.05 Ga. D'après Corrigan et Hanmer (1997). 13
- Figure 1.6.** Modèle de la fusion crustale, d'après Duchesne *et al.* (1999). 14
- Figure 1.7.** Modèle pétrologique de la formation d'anorthosites massives par diapirisme. D'après Ashwal 1993, combinaison des idées de Bowen 1917; Morse 1968; Barker et al. 1975; Emslie 1978 et 1980. 15
- Figure 1.8.** Modèle génétique à pulsions magmatiques multiples: A) ascension du magma initial dans la première chambre et ségrégation des sulfures; B) ascension du magma initial vers la seconde chambre; C) ascension du nouveau magma et enrichissement des sulfures pré-existants. D'après Li et Naldrett (1999). 17
- Figure 1.9.** Modèle de mise en place de la minéralisation du lac Volant. D'après Nabil (1999). 19
- Figure 1.10.** Carte de la localisation des indices de Ni et Ni-Cu de la portion québécoise et terre-neuvienne de la Province de Grenville

et des provinces adjacentes. Modifié de Ryan et al. (1995).	22
Figure 2.1. Schéma géologique illustrant la formation de la Province du Grenville. Se référer au texte pour l'interprétation. Simplifié d'après Rivers (1997).	24
Figure 2.2. Carte géologique de la région du Saguenay-Lac-St-Jean et localisation des feuillets 22E14 et 22E15 faisant l'objet de la présente étude. Modifié de Cimon et Hébert (1998).	27
Figure 2.3. Géologie du secteur du Lac à Paul de Hébert et Beaumier (1999).	30
Figure 2.4. Carte de distribution de l'indice d'anisotropie de terrain (IAT) combinée aux trajectoires des foliations et des linéations d'étirement du feuillet 22E15. D'après Turcotte dans Fredette <i>et al.</i> (2000).	34
Figure 2.5. Schéma structural, chronologie des différentes fabriques établie par Turcotte dans Fredette et al. 2000.	35
Figure 2.6. Cartographie de détails de l'affleurement 2566, illustrant l'effet de la déformation.	40
Figure 3.1. Projections ternaires des minéraux des échantillons de gneiss. D'après Streckeisen (1976).	43
Figure 3.2. a) et b) Classification et nomenclature des roches ultramafiques (ie: minéraux mafique > 90%) basées sur les proportions d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de hornblende. D'après Streckeisen (1976).	44
Figure 3.3. Projections ternaires des minéraux normatifs: a) et b) roches gabbroïques à olivine et hornblende; c) Subdivision des roches situées dans les zones ombragées des figures a et b. D'après Streckeisen (1976).	45
Figure 3.4. A) Contenu de Ni dans l'olivine versus contenu en forstérite. D'après Li et Naldrett (1999). B) Diagrammes binaires évoquant l'évolution magmatique des olivines.	121
Figure 3.5. A) Variation de la composition des orthopyroxènes en fonction des lithologies. B) Variation de la composition des plagioclases en fonction des lithologies.	122

- Figure 3.6.** A) et B) Comparaison de la composition de plagioclases et de silicates mafiques co-existants dans la région du Lac à Paul avec des anorthosites massives et des intrusions litées. Anorthosites massives. D'après Ashwal (1993). 124
- Figure 3.7.** A) Estimation modale de la répartition des différentes phases sulfurées, B) Relation de phases dans les systèmes Fe-S-Ni et Cu-Fe-S (Yund et Kullerud, 1966; Ebel et Naldrett, 1997). 126
- Figure 4.1.** Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 . (Irvine et Baragar 1971). 142
- Figure 4.2.** Diagrammes des terres-rares normalisés sur chondrite (McDonough et Sun 1989). 143
- Figure 4.3.** Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (McDonough et Sun 1995). 146
- Figure 4.4.** Diagrammes binaires illustrant l'absence de corrélations positives du Sr avec le CaO et Eu. 150
- Figure 4.5.** Diagrammes binaires illustrant l'apport de soufre subi par les échantillons de sulfures massifs et semi-massifs. Les échantillons ayant Se < 3 ppm ont été éliminés. A) Se vs S: illustration de la sulfurisation des échantillons minéralisés (d'après Peck et Keays, 1990), B) S/Se vs Pd+Pt (Nabil 1999 et Vaillancourt 2001). 154
- Figure 4.6.** Diagrammes binaires illustrant l'effet de la cristallisation fractionnée. A) Al_2O_3 vs MgO, B) Fe_2O_3 vs MgO, C) Na_2O vs MgO. 156
- Figure 4.7.** A) Diagramme Fo-An- SiO_2 , d'après Andersen (1915) et Irvine (1975). B) Diagramme MgO- SiO_2 -FeO d'après Bowen et Schairer (1935). 160
- Figure 4.8.** Diagrammes binaires, a) Ru vs S, b) Rh vs S, c) Os vs S, d) Ir vs S, e) Re vs S, f) Pt vs S, g) Pd vs S, h) Ni vs S, i) Cu vs S, j) Au vs S, k) Ag vs S, l) Co vs S, m) Sb vs S, n) Se vs S, o) As vs S, p) TiO_2 vs Zn, q) Fe_2O_3 vs Zn. 163
- Figure 4.9.** Diagrammes métaux normalisés selon l'ordre défini par Barnes (1988). A) données de tous les secteurs, B) secteur Manouane, C) secteur Nourricier A, D) secteur Nourricier B, E) secteur Paul. 171
- Figure 4.10.** Diagrammes des variations de ratios A) Ni/Cu versus Pd/Ir

et B) Cu/Ir versus Ni/Pd. 174

Figure 4.11. Diagramme Cu/Pd versus Pd (légende voir figure 4.10).
D'après Barnes *et al.* (1993). 179

Figure 5.1. Modèle de mise en place de la minéralisation du Lac à Paul. 193

Figure 5.2. Localisation des gisements de Ni-Cu utilisés dans l'étude comparative. Illustration de la propagation de l'orogène grenvillien en Europe (d'après Hoffman, 1988). 199

Figure 5.3. Étude comparative des métaux nobles et précieux dans divers environnements et gisements avec le Lac à Paul (LP). A) Profils des métaux nobles calculés à 100% sulfures et normalisés au manteau.
B) Diagramme de variation de ratios d'après Barnes (1991). 201

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1. Composition des olivines.	58
Tableau 3.2. Composition des pyroxènes ferromagnésiens.	63
Tableau 3.3. Composition des plagioclases.	71
Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines.	94
Tableau 3.5. Composition chimique des pentlandites.	101
Tableau 3.6. Composition chimique de la chalcopyrite.	104
Tableau 3.7. Composition chimique de la pyrite.	111
Tableau 4.1. Résultats obtenus pour les standards en fonction des différents laboratoires (UQAC et CRM) et méthodes.	132
Tableau 4.2. Oxydes majeurs et éléments traces.	135
Tableau 4.3. Métaux nobles et précieux calculés à 100% sulfures.	169
Tableau 5.1. Teneur moyenne en métaux précieux et en métaux nobles recalculés à 100% sulfures.	202

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1. A-** Microphotographie en lumière polarisée d'un gneiss granodioritique (échantillon 3168). La texture est grano-porphYROblastique. **B-** Microphotographie en lumière polarisée d'un gneiss monzogranitique (échantillon 1063A) à rubans de quartz. 49
- Planche 2. A-** Microphotographie en lumière polarisée d'un gneiss syéno-granitique (échantillon 2535) : Texture est granoblastique. **B-** Microphotographie en lumière polarisée d'un marbre à olivine (échantillon 2387A1). 54
- Planche 3. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'une péridotite (échantillon 2349) : Contact lobé entre l'olivine et l'ilménite. **B-** Microphotographie en lumière polarisée d'une webstérite à olivine (échantillon Lh25) : Phénocristaux d'orthopyroxène poecilitique. 60
- Planche 4. A-** Microphotographie en lumière naturelle d'une webstérite (échantillon 2568C). Remplacement partiel d'un cristal d'enstatite rosé par de la hornblende verte. **B-** Microphotographie en lumière naturelle d'une pyroxénite à hornblende (échantillon 2396A) : Orthopyroxènes résiduels en inclusion dans un clinopyroxène à clivage ondulant. 69
- Planche 5. A-** Microphotographie en lumière naturelle d'une hornblendite (échantillon 2565A1): Cristaux de hornblende verte à jonction triple. **B-** Microphotographie en lumière polarisée d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique interstitielle. 78
- Planche 6. A-** Microphotographie en lumière naturelle d'un gabbro-norite (échantillon 2568A): Les plagioclases sont isolés des pyroxènes par des cristaux de hornblende verte. **B-** Microphotographie en lumière naturelle d'un gabbro (échantillon LH13): Dans cet échantillon le remplacement des pyroxènes par des amphiboles est complet. 84
- Planche 7. A-** Microphotographie en lumière polarisée d'un leucogabbro (échantillon 2349B): Plagioclases à texture en mortier. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines d'Or Virginia)): La pyrrhotine est le minéral prédominant et forme la matrice pour les autres minéraux. 89

- Planche 8. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines d'Or Virginia): La pentlandite forme des grains en bordure des fractures de la pyrrhotine ainsi que des exsolutions en flamme. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nourricier B (échantillon 690964): Chalcopryrite bordée de grains de pentlandite. 102
- Planche 9. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Échantillon fortement déformé avec recristallisation des oxydes et sulfures, la pyrrhotine forme des jonctions triples avec l'ilménite. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier B (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Goutte de pyrrhotine dans des minéraux silicatés. 107
- Planche 10. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Paul (échantillon LH23): Goutte de pyrrhotine avec chalcopryrite dans l'olivine. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un gabbro à sulfures disséminés de la zone de Nourricier B (échantillon LH13): Pyrite à la jonction triple de minéraux silicatés. 108
- Planche 11. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Grains de pentlandite localisés le long des fractures dans la pyrrhotine. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier B (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Remobilisation de pyrrhotine et chalcopryrite dans les fractures des minéraux silicatés. 110
- Planche 12. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): Ilménite contenant des gouttes de pyrrhotine. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): Goutte d'ilménite dans un amas de pyrrhotine. 113
- Planche 13. A-** Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): gouttes de pyrrhotine. **B-** Microphotographie en lumière réfléchie d'une hornblendite de la zone de Houiller (échantillon 2474): Ilménite à jonctions triples. 114
- Planche 14. A-** Microphotographie en lumière naturelle d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique. **B-** Microphotographie en lumière polarisée d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique. 116

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Ce mémoire de maîtrise est un projet réalisé en partenariat avec le ministère des Ressources Naturelles du Québec et l'Université du Québec à Chicoutimi. Le projet de maîtrise a pour sujet la caractérisation et l'étude de l'origine de la minéralisation des sulfures de Ni-Cu du secteur du Lac à Paul (figure 1.1) au nord-est de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (SALSJ).

Après avoir énoncé les éléments de la problématique qui ont menés à l'élaboration de ce projet, les objectifs de l'étude seront établis. Afin d'établir le potentiel économique des gisements magmatiques de sulfures de Ni-Cu, un bref rappel des plus gros producteurs sera effectué. Suivra, une revue des différents modèles génétiques existants de la mise en place des anorthosites et des gisements magmatiques de sulfures de Ni-Cu. La revue des modèles génétiques servira de plate-forme à l'établissement d'un modèle génétique pour les indices de Ni-Cu compatible avec la mise en place de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean.

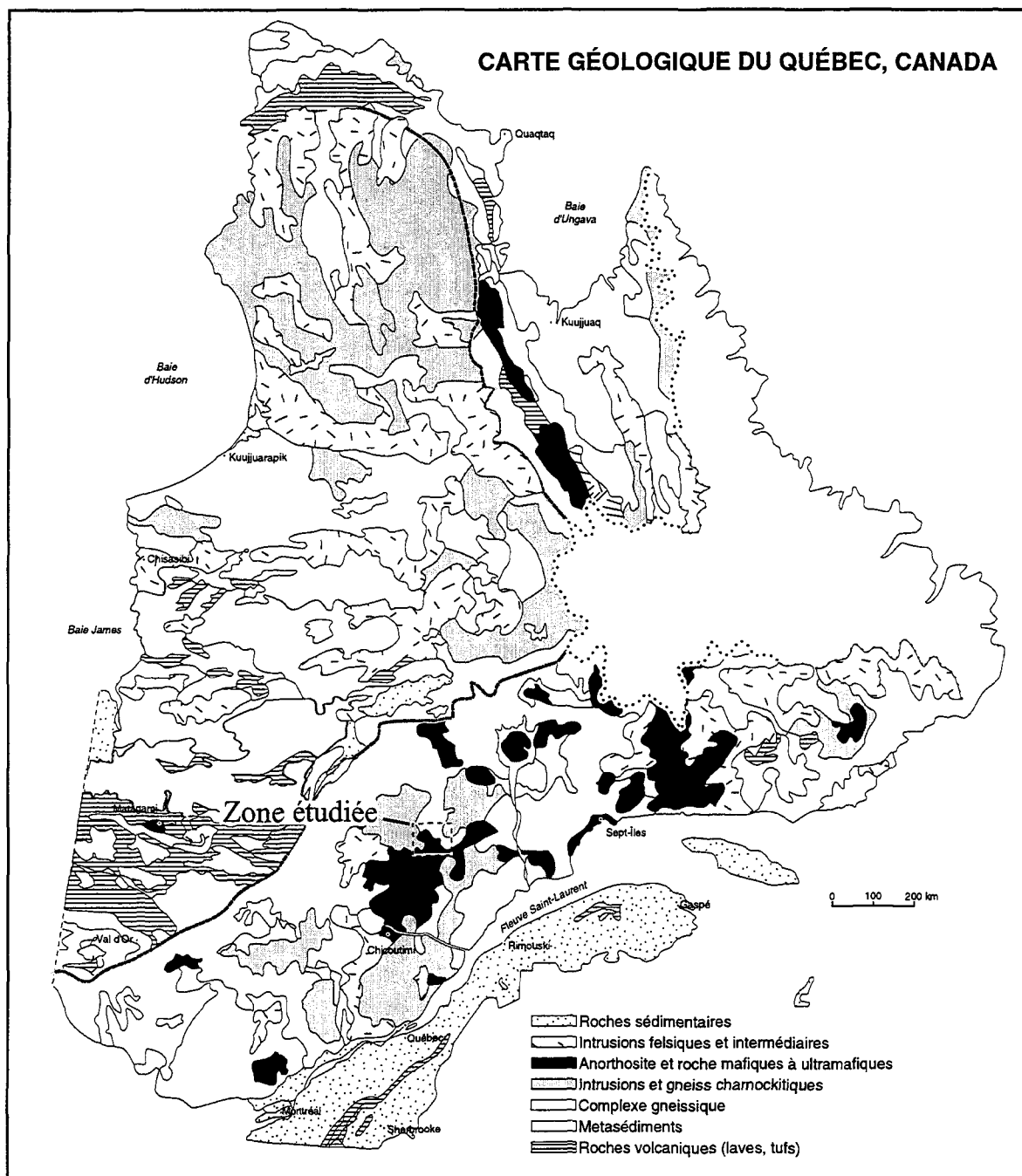


Figure 1.1. Carte de localisation du secteur du Lac à Paul. Source: compilation de L. Avramtchev (Service d'information et de soutien à l'exploration minière)

1.1 Problématique

Les complexes d'anorthosites et leurs cortèges de roches mafiques et ultramafiques représentent 1/5^e de la Province géologique de Grenville. En dépit des nombreux indices de Ni-Cu qui leur sont associés, ces complexes restent méconnus.

L'intérêt économique des anorthosites a été démontré par la découverte et l'exploitation d'un gisement de fer et titane de classe mondiale dans la région du Lac Allard (Lac Tio) ainsi que par la découverte plus récente au Labrador (1994) du gisement de nickel-cuivre de Voisey's Bay associés aux anorthosites. Cette dernière découverte a suscité des travaux d'exploration dans la région Saguenay-Lac-Saint-Jean, qui ont mis à jour plusieurs indices minéralisés en Ni-Cu, dans le secteur du lac à Paul, le long de la bordure NNE de l'anorthosite. La problématique de ce mémoire concerne le potentiel économique en Ni-Cu du secteur du lac à Paul.

Les questions soulevées sont : les modèles magmatiques précédemment exposés sont-ils applicables aux minéralisations de Ni-Cu du secteur du Lac à Paul ? Est-il possible d'y trouver des gisements de type Voisey's Bay ?

1.2 Potentiel économique

Les gisements magmatiques de sulfures de Ni-Cu de classe économique peuvent produire des substances économiques secondaires telles que les platinoïdes, l'or, le cobalt, l'argent. Leur potentiel économique est démontré avec les plus gros producteurs (figure 1.2) qui sont : le Canada avec Sudbury, Thompson, Raglan; la Russie avec Noril'sk et Pechenga; la Chine avec le gisement de Jinchuan; l'Australie avec Kambalda (Barnes *et al.* 1992; Naldrett 1997). Durant une brève période, la Norvège fut l'un des leaders mondiaux de la production de Ni, ses dernières mines ont été fermées en 1945 (Boyd *et al.* 1988). Le district de Sudbury au Canada est actuellement le plus gros producteur de nickel, la minéralisation est encaissée dans des roches de composition noritique. L'origine de la formation du district de Sudbury est, par consensus, associée à un astroblème (Lightfoot *et al.* 1996; Naldrett 1997) et ne sera pas traité dans le cadre de cette étude étant donné sa nature exceptionnelle.

1.3 Modèle magmatique de mise en place de gisements de Ni-Cu-EGP impliquant un panache mantellique dans un contexte de rift

Tous les grands gisements, excepté Voisey's Bay, peuvent être agencés dans un modèle qui conçoit le magma les ayant générés comme étant le produit d'un panache mantellique mis en place dans un environnement de rift (Barnes *et al.* 1997a). Les principaux éléments de ce modèle peuvent être scindés en 6 étapes, soit l'extraction des métaux de la

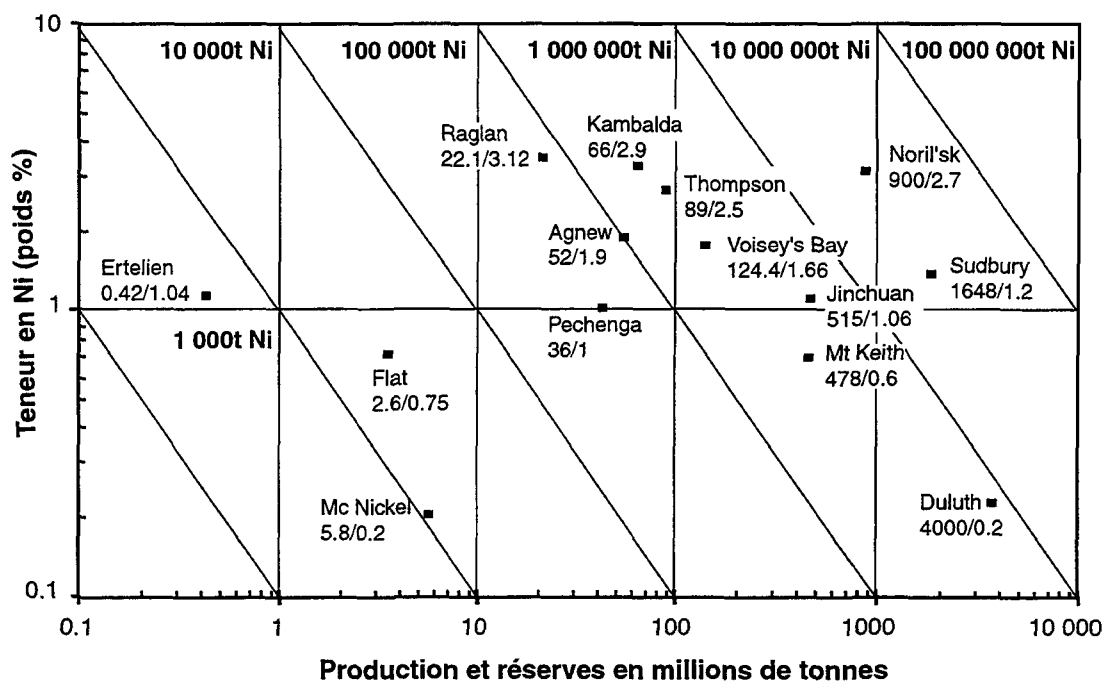


Figure 1.2. Teneurs en % Ni versus tonnage des principaux gisements de Ni dans le monde. Modifié de Naldrett (1997) avec des données additionnelles de Boyd (1988), Clark et Hébert (1998).

source, le transport du magma contenant les métaux vers le site de mise en place, la saturation en soufre de ce magma, la concentration spatiale de la minéralisation, le fractionnement du liquide sulfuré, la remobilisation et l'altération.

1) Source de métaux : La première étape, pour produire un gisement de sulfure magmatique riche en métaux, est d'avoir une fusion partielle suffisante dans le manteau pour que tous les sulfures puissent fondre et se dissoudre dans le magma. Si des sulfures restent dans la source, ils retiendront les EGP, le Ni et le Cu donc le magma ainsi que les sulfures qui se formeront seront appauvris en EGP. Un taux de fusion d'environ 25% est nécessaire pour consommer tous les sulfures dans le manteau. Le centre d'un panache mantellique est un endroit propice à un tel taux de fusion. Ce haut taux de fusion permettra également la concentration des métaux dans le magma (Barnes *et al.* 1997a).

2) Transport du magma : Après la formation du magma, le transport vers le site de mise en place doit être rapide (figure 1.3A) afin de prévenir une ségrégation des sulfures durant le transport. Si un liquide sulfuré est ségrégué durant le transport il sera riche en EGP mais pourrait être piégé dans les conduits (Barnes *et al.* 1997a).

3) Saturation en S : Quand le magma atteint son site de mise en place, il doit atteindre une saturation en sulfures qui permettra la ségrégation d'un liquide sulfuré immiscible. Plusieurs facteurs influenceront la solubilité des sulfures dans un magma silicaté (figure 1.3B), il s'agit de la température, de la pression, de la composition en FeO et silice

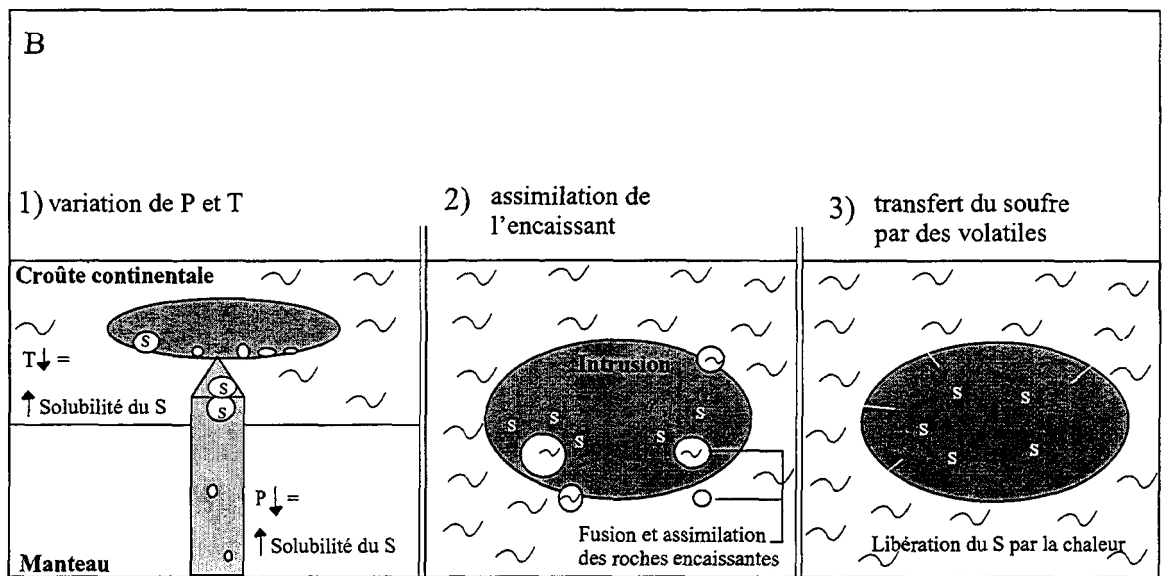
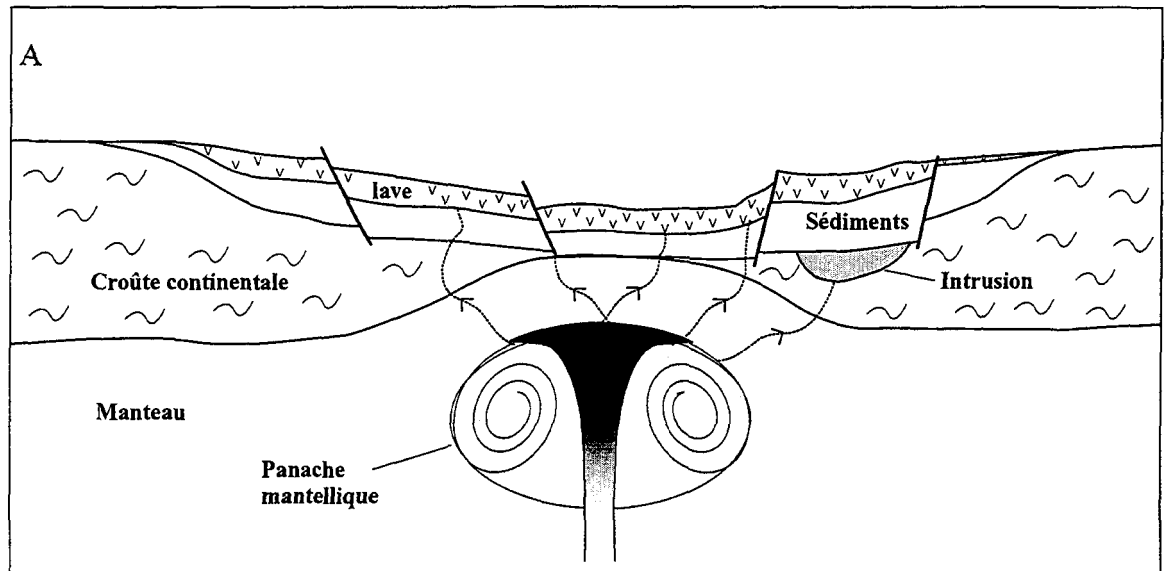


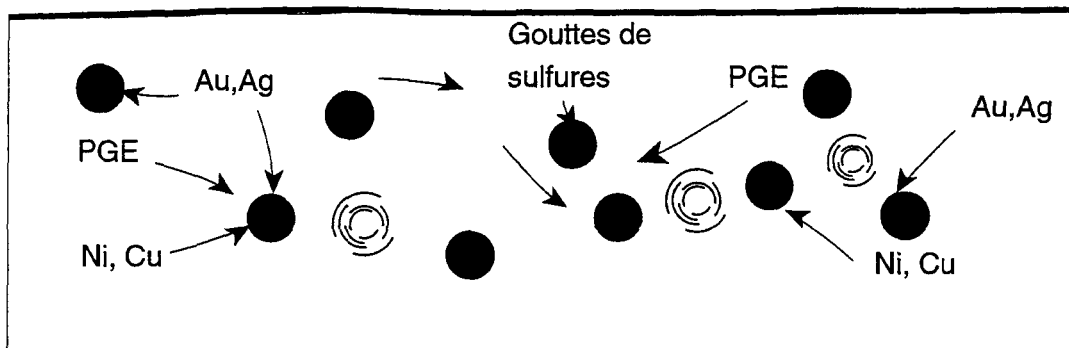
Figure 1.3. Modèle de formation des gisements de Ni-Cu en milieu extensif: A) Source et transport, de Barnes et Francis (1995); B) 3 mécanismes possibles de saturation des sulfures: par variation de pression et température (1), lors de la remontée et de la mise en place des magmas, par assimilation de l'encaissant (2), par transfert de soufre par des volatiles (3).

(d'autres composantes peuvent intervenir) ainsi que de la fugacité de l'oxygène et du soufre (MacLean 1969, Haughton *et al.* 1974, Wendlandt 1982). Le processus exact qui initie la saturation de sulfures dans un magma est mal compris. Il a été fréquemment proposé que cette saturation soit initiée par des sulfures introduits dans le magma par assimilation des roches encaissantes (Leshner et Campbell, 1993) ou par le transfert de soufre de l'encaissant au magma par des volatils (Ripley et Alawi, 1988). Ces sulfures peuvent collecter les métaux (figure 1.4A) du magma silicaté. Un effet important à considérer durant la ségrégation est le ratio magma silicaté/liquide sulfuré (facteur R). Si la quantité de liquide sulfuré est grande comparativement au liquide silicaté, alors les teneurs des sulfures seront diluées et il en résultera un gisement à basse teneur (Campbell et Naldrett, 1979). La composition d'un liquide sulfuré provenant de la ségrégation d'un liquide silicaté, dans une chambre magmatique ouverte, peut être calculée avec l'équation [1] de Campbell et Naldrett (1979) :

$$[1] \quad C_c = C_L D(R+1)/(R+D)$$

C_c est la concentration d'un élément dans le liquide sulfuré, C_L est la concentration de l'élément dans le liquide silicaté, D est le coefficient de partage de l'élément entre le liquide silicaté et le liquide sulfuré. R est donc le ratio du liquide silicaté sur le liquide sulfuré exprimé en %. Pour une même intrusion le facteur R peut varier, ce qui fera varier les concentrations de métaux dans les sulfures. À Duluth et Muskox, plus les sulfures sont

A Collecte des métaux du magma silicaté par les sulfures



B Accumulation des sulfures dans des pièges structuraux

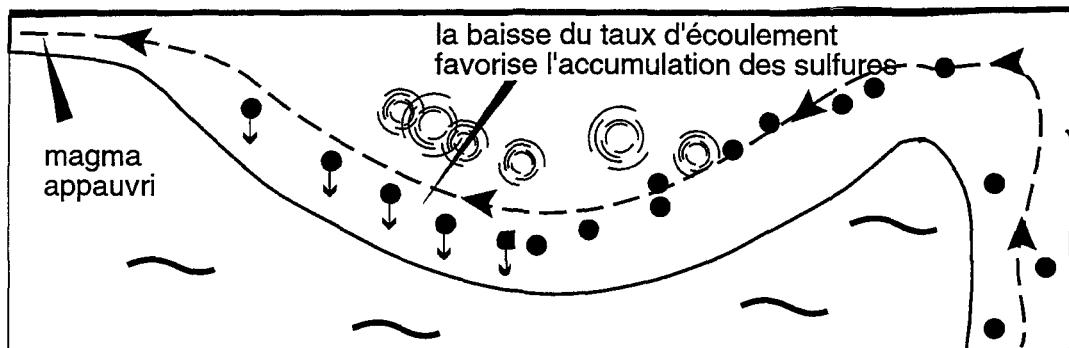


Figure 1.4. A) Interaction sulfures-magma silicaté; B) type d'accumulation possible dans un système dynamique. D'après Barnes et Maier (1999).

proches des marges des intrusions plus le facteur R diminue (Barnes et Francis, 1995; Thériault *et al.* 1997).

4) Concentration spatiale de la minéralisation : Dû à la différence de densité entre le magma silicaté et le liquide sulfuré, ce dernier va rester aux marges de l'intrusion ou de la coulée. De plus, dans un système dynamique, les sulfures s'accumuleront dans les zones où le taux d'écoulement du magma est bas, favorisant ainsi les irrégularités topographiques (cf. changement de profondeur, évasement...) des chambres magmatiques et des coulées (figure 1.4B).

5) Fractionnement du liquide sulfuré : Lors de son refroidissement, le bassin de liquide sulfuré peut subir une cristallisation fractionnée qui formera un cumulat de sulfure riche en fer (MSS) et en Os, Ir, Ru, Rh et un liquide sulfuré fractionné riche en Cu, Pt, Pd, Au. Le liquide riche en Cu va cristalliser in situ et former la portion riche en Cu des sulfures massifs.

6) Remobilisation et altération : Le liquide sulfuré riche en Cu ne cristallise qu'à 850°C et la roche hôte autour de 1000°C, le contraste de compétence entre le liquide et son hôte le rend vulnérable à la redistribution. Dans un système dynamique chaque injection fraîche de magma change la charge sur la croûte et peut ouvrir des fractures dans le mur ou dans les sulfures massifs fraîchement cristallisés. Le liquide riche en Cu peut être injecté dans toutes ces structures dilatées et former des veines riches en Cu. Il peut être injecté le

long de l'intrusion au contact de la roche encaissante. Il peut également être entraîné dans une nouvelle arrivée de magma silicaté et former des sulfures globulaires ou des sulfures matriciels (Barnes *et al.* 1997a et b). Une autre forme de remobilisation et d'altération de la minéralisation met à contribution les fluides aqueux de fin de cristallisation. Ce type de modèle suggère une concentration des sulfures et des éléments du groupe du platine (EGP) par processus post-cumulus pouvant évoluer en fluide de haute température ou en fluide chloruré (Boudreau et Meurer, 1994). L'altération la plus commune des gisements de sulfures de Ni-Cu se traduit par la présence de phases hydratées pouvant provenir soit de la rééquilibration entre les cumulats et le liquide silicaté interstitiel, soit de la dévolatilisation de l'encaissant.

Ce modèle est applicable à des gisements peu profonds associés à des basaltes de plateau où à des environnements en extension de type rift, permettant une ascension magmatique rapide dont la source première des métaux est la plume mantellique.

1.4 Modèles magmatiques de mise en place de gisements de Ni-Cu impliquant la présence d'anorthosites massives dans un contexte de croûte continentale épaisse

Il existe une autre classe de gisements magmatiques de sulfures de Ni-Cu (Voisey's Bay, Flât, Ertelien, McNickel) mis en place dans une épaisse croûte mésoprotérozoïque (Province de Nain, Province svéconorvégienne, Province de Grenville) et associés à des complexes anorthosiques et à des intrusions mafiques. Certains éléments du modèle

cautionnant la présence d'un panache mantellique dans un environnement de rift peuvent s'appliquer à la deuxième classe de gisements. Les étapes 3 à 6, de la saturation à la remobilisation, devraient être identiques au modèle précédent.

L'étape 1, la formation d'un panache mantellique, bien que n'étant pas primordiale, peut également être requise si on considère la nature extensive des anorthosites dans les Provinces Svéconorvégienne, de Grenville et de Nain. Le modèle d'amincissement crustal lors de l'orogénie du Grenville, établi par Corrigan et Hanmer (1997), fournit des explications plausibles sur la nature épisodique du magmatisme de type AMCG synchrone aux épisodes de contractions tectoniques (figure 1.5), sans l'intervention d'un panache mantellique. Un autre modèle, post-collisionnel (Duchesne *et al.* 1999), implique la fusion d'une langue de croûte inférieure (figure 1.6) dans un contexte tectonique post-collisionnel.

L'étape 2, celle du transport, diffère du premier modèle car le magma n'a pas un accès aisé à la croûte continentale. Dans le cas d'une remontée par diapirisme (Ashwal 1993; Emslie 1978 et 1980) un réchauffement important de la croûte est nécessaire (figure 1.7) afin d'autoriser la migration du magma vers la surface. Dans le cas d'une remontée par des faiblesses structurales de la croûte (Duchesne *et al.* 1999; Corrigan et Hanmer, 1997), le moteur ascensionnel est l'instabilité gravitationnelle. Qu'il s'agisse d'une remontée par diapirisme ou le long de faiblesses structurales, la lenteur de l'ascension favorise l'assimilation importante de composantes crustales. Dans les deux cas évoqués, l'ascension lente autorise la saturation suivie du retrait du soufre, appauvrissant ainsi les magmas

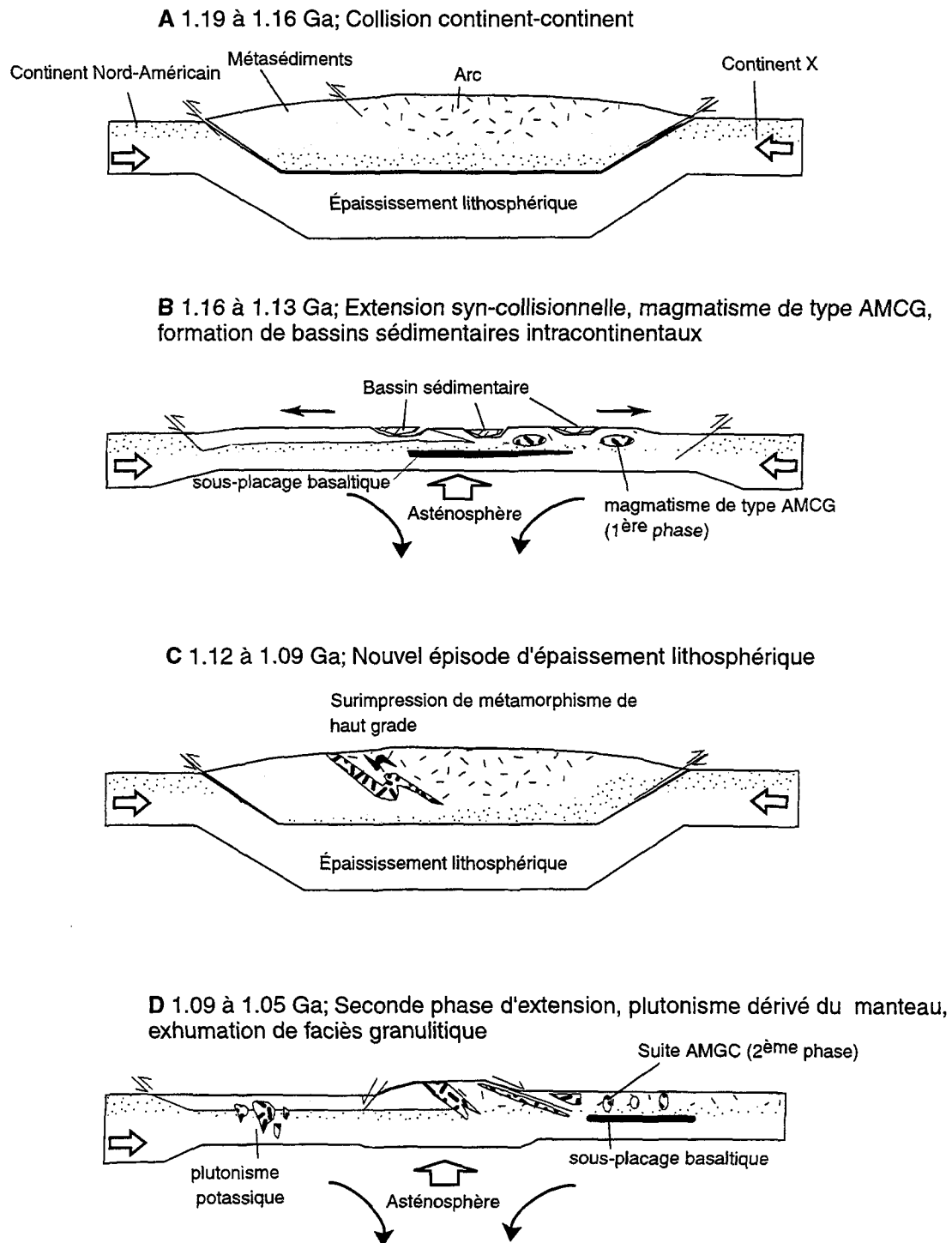
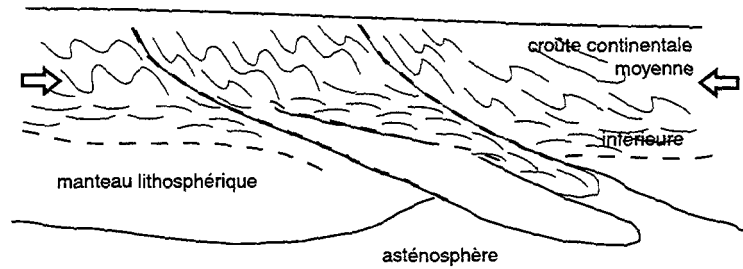
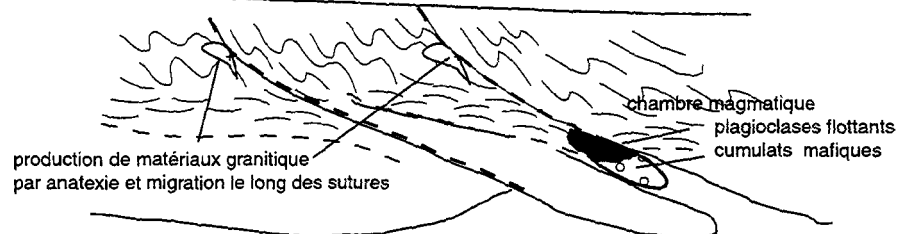


Figure 1.5. Représentation schématique de l'évolution tectonique et magmatique de l'orogène du Grenville durant l'intervall 1.20 à 1.05 Ga. D'après Corrigan et Hanmer, 1997.

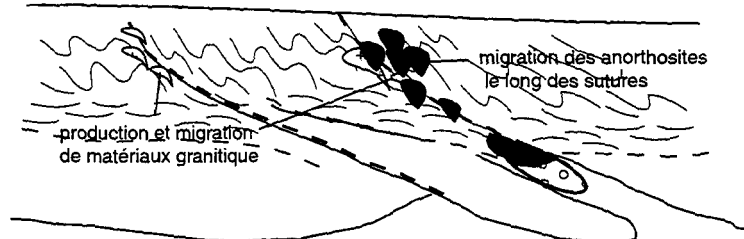
A Collision terranes-terranes, "subduction" d'une langue de croûte inférieure



B Formation d'une chambre magmatique post-collisionnelle par fusion des matériaux crustaux "subductés"



C Formation d'une province d'anorthosite massive par remontée diapirique



D Assimilation des cumulats mafiques par le manteau

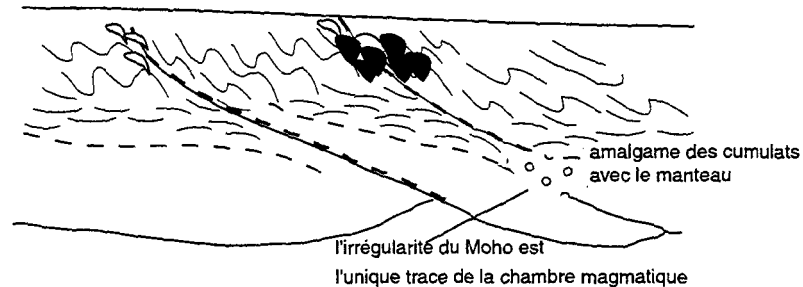
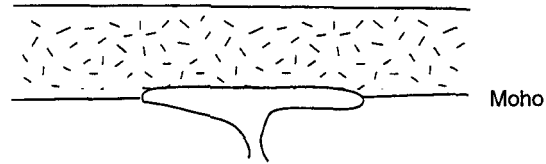
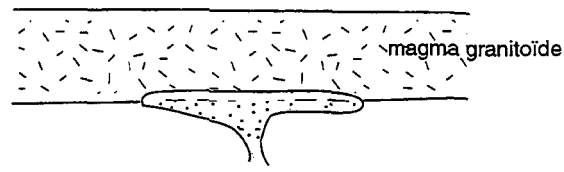


Figure 1.6. Modèle de la fusion de la langue crustale, d'après Duschene, Liégeois, Auwera et Longhi 1999 .

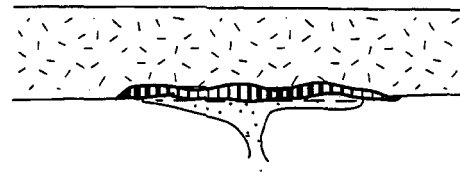
A Sous plaquage basaltique ou picritique



B Cristallisation et accumulation de silicates mafiques à la base de la chambre magmatique; anatexie crustale



C Flottaison des plagioclases; développement d'une instabilité gravitationnelle



D Ascension du mélange anorthositique sous forme de plutons



E Formation du massif anorthositique par coalescence des plutons dans la croûte supérieure; descente gravitationnelle des ultramafiques



Figure 1.7. Modèle pétrologique de la formation d'anorthosites massives par diapirisme. D'après Ashwal 1993, combinaison des idées de Bowen 1917; Morse 1968; Barker et al. 1975; Emslie 1978 et 1980.

subséquents en EGP et en Ni. Il est donc possible de prédire l'appauvrissement de la plupart de ces magmas en EGP.

Des modèles génétiques comprenant deux vagues de magma ont été élaborés pour les gisements de Voisey's Bay (Li et Naldrett, 1999) et du Lac Volant (Nabil, 1999). Le gisement de Ni-Cu de Voisey's Bay est l'une des découvertes les plus importantes, faite au Canada, durant les 30 dernières années et se situe au niveau de l'ancienne suture mettant en contact la Province de Nain et la province de Churchill. Ce gisement est associé à un dyke troctolitique de 30 à 100 m d'épaisseur mis en place aux abords de la suite anorthositique protérozoïque (1.34 à 1.29 Ga) du Nain. Les réserves sont évaluées à 124.4×10^6 tonnes Ni pour des teneurs de 1.66% Ni (Li et Naldrett, 1999).

La modélisation du gisement de Voisey's Bay peut s'effectuer en 3 étapes (figure 1.8). Le gisement comprend une chambre magmatique inférieure et une chambre supérieure connectées entre elles par un dyke nourricier d'un kilomètre de long.

- 1- Lors de l'ascension dans la chambre inférieure le magma initial réagit avec les gneiss qui l'entoure. L'immiscibilité des sulfures se développe et le magma initial est appauvri en Ni et autres éléments chalcophiles.
- 2- Le magma initial quitte la chambre inférieure le long du dyke nourricier et forme la chambre supérieure un kilomètre au-dessus de la première. Lors du transport,

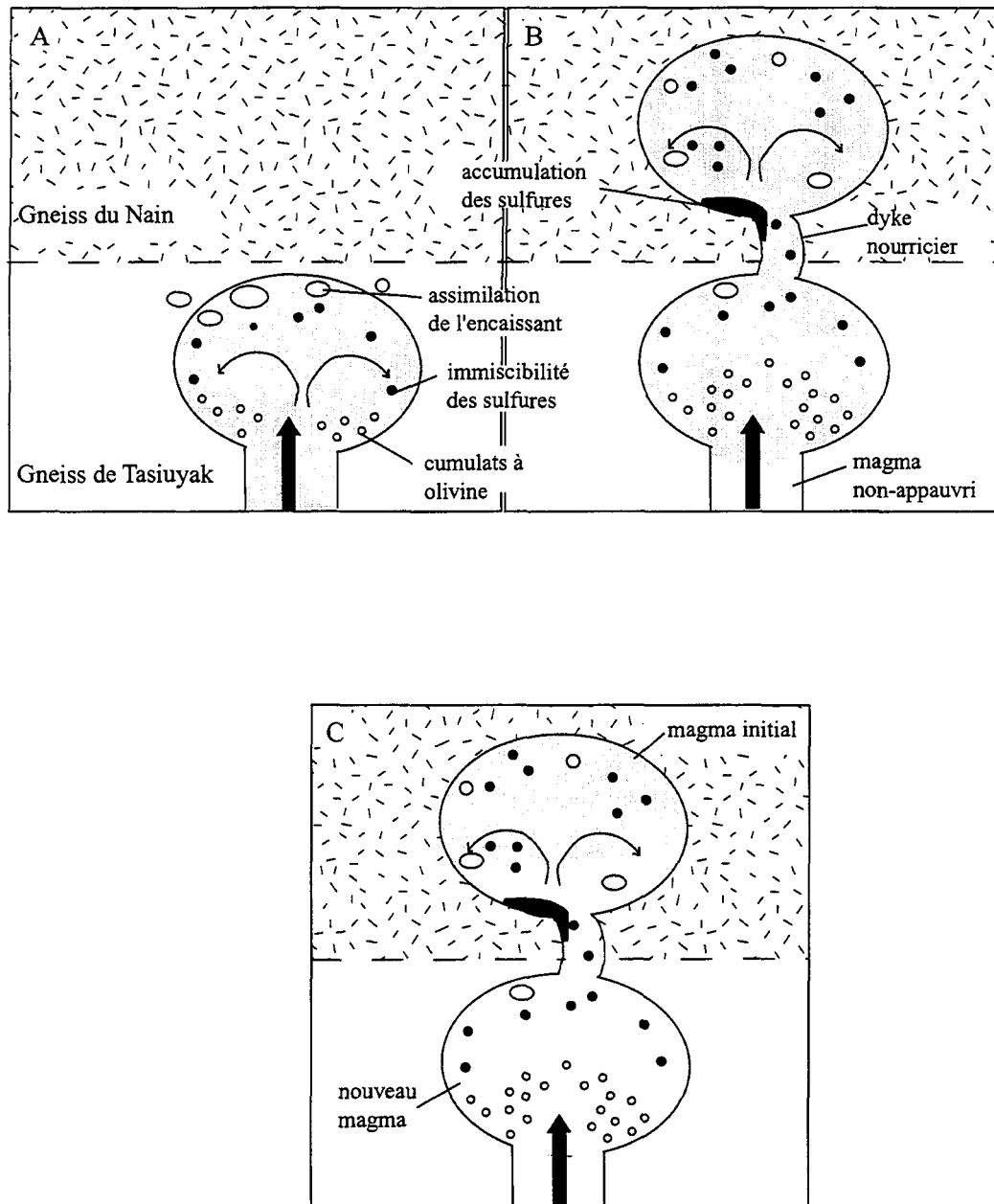


Figure 1.8. Modèle génétique à pulsions magmatiques multiples: A) ascension du magma initial dans la première chambre et ségrégation des sulfures; B) ascension du magma initial vers la seconde chambre; C) ascension du nouveau magma et enrichissement des sulfures pré-existants. D'après Li et Naldrett (1999).

- 3- le magma a entraîné quelques sulfures ayant ségrégés dans l'étape antérieure. Lorsque le magma émerge du dyke, ces sulfures se déposent dans et près du dyke nourricier.
- 4- Un nouveau magma, non appauvri en Ni, envahit la chambre inférieure (cause probable du départ du magma initial) et suit le trajet effectué par le magma initial. Ce faisant, il perturbe les cumulats déjà formés, recueille les sulfures et les transportent le long du système nourricier vers la base de la chambre magmatique supérieure. Lors de son transport dans le système, le nouveau magma interagit avec les sulfures déjà présents et les enrichis en éléments chalcophiles.

Le gisement du Lac Volant dans la Province de Grenville présente de grandes similitudes avec celui de Voisey's Bay. Des sulfures massifs et disséminés se trouvent dans et à côté d'un dyke de gabbronorite, d'environ 20m de large, qui recoupe des métagabbronorite granulitique du Complexe de Matamec (Nabil, 1999) mis en place aux abords d'une zone de chevauchement. La présence de brèches ignées indique que le dyke s'est formé par injections multiples. La teneur moyenne des sulfures massifs a été estimée à 2% Ni, 2.3% Cu et 0.1% Co (Perrault *et al.* 1996). Aucune évaluation du tonnage n'a été publiée, les travaux étant en cours. La modélisation du gisement de Voisey's Bay peut également s'effectuer en 3 étapes (figure 1.9).

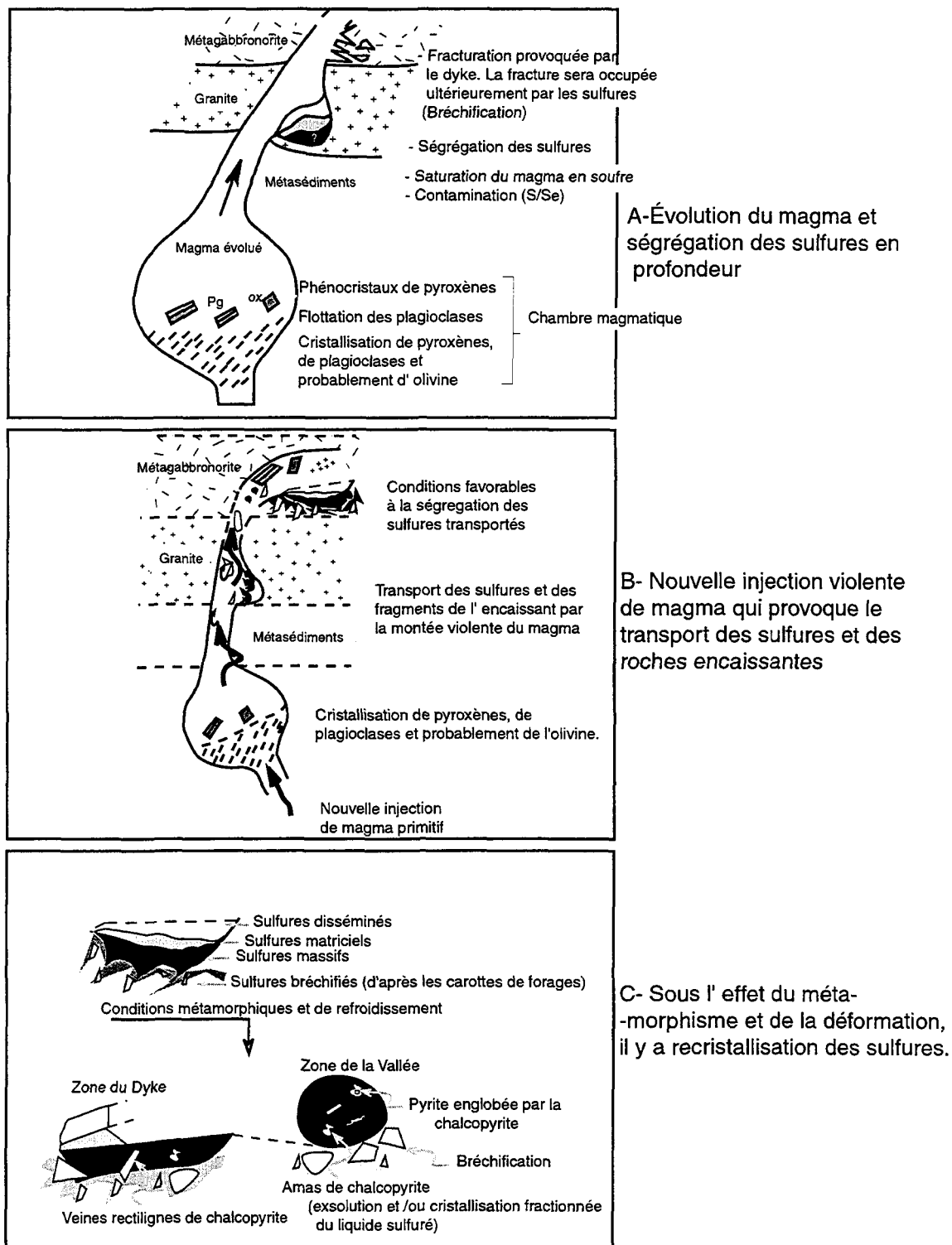


Figure 1.9. Modèle de mise en place de la minéralisation du lac Volant. D'après Nabil (1999).

- 1- Formation d'une chambre magmatique en profondeur, le magma initial est de nature tholéitique. La ségrégation des sulfures se produit en profondeur.
- 2- Nouvelle injection violente de magma. Le magma quitte la chambre inférieure et entraîne les sulfures ayant ségrégué dans l'étape antérieure ainsi que des clastes des roches encaissantes. La violence de l'injection crée des fractures qui seront les sites de piégeage des sulfures.
- 3- Métamorphisme et déformation provoquent la recristallisation complète des sulfures. L'étape du refroidissement et de la formation de pyrite est accompagnée d'exsolution de chalcopryrite.

Le gisement du Lac Volant dans la Province de Grenville ne représente qu'une des nombreuses anomalies en Ni-Cu recensée dans la province. La figure 1.10 illustre les nombreux indices de Ni-Cu associés aux complexes anorthositiques de la Province de Grenville. Les indices du Lac Kénogami sont associés à un dyke mafique à ultramafique (Vaillancourt, 2001) aux abords de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. La minéralisation y est essentiellement sous forme globulaire et à une teneur moyenne de 6% Ni et 3% Cu (Vaillancourt, 2001) lorsqu'elle est normalisée à 100% sulfures. D'autres gisements dans un contexte similaire à celui de la Province de Grenville ont déjà fait l'objet

d'exploitation au début du siècle, il s'agit des gisements de Flåt et Ertelien. Ces deux gisements sont situés dans la ceinture orogénique Svéconorvegienne (900 à 1100Ma). Le gisement de Flåt est situé dans un dyke dioritique du complexe amphibolitique de Evje-Iveland. La minéralisation est disséminée et massive, c'est le second plus gros gisement de Norvège avec 19.5×10^3 tonnes à 0.75% Ni et 12.2×10^3 tonnes à 0.47% Cu. Le gisement d'Ertelien est associé avec un petit corps noritique. La minéralisation est évaluée à 4.2×10^3 tonnes à 1.04% Ni et 2.8×10^3 tonnes à 0.69% Cu (Boyd *et al.* 1988, Barnes *et al.* 1988).

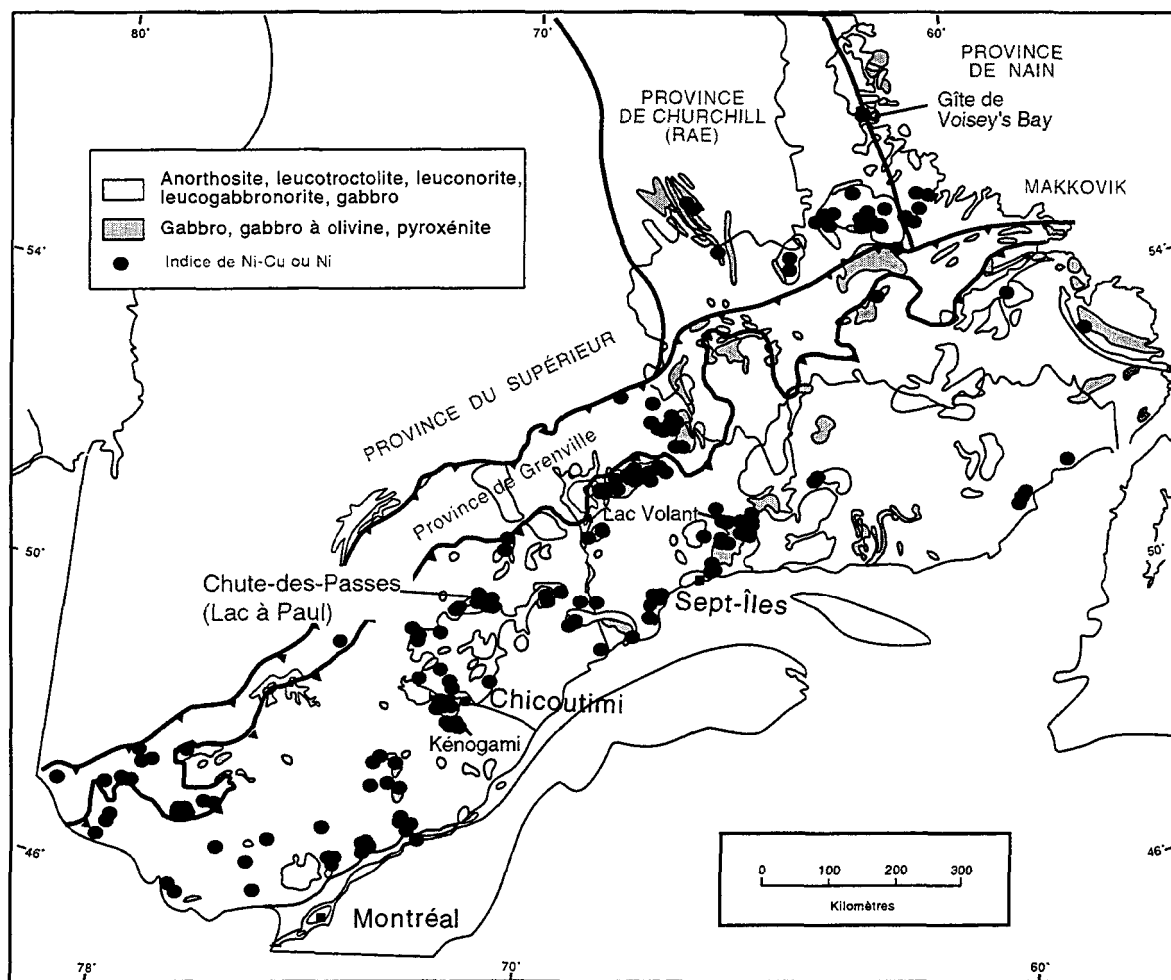


Figure 1.10. Carte de la localisation des indices de Ni et Ni-Cu de la portion québécoise et terre-neuvienne de la Province de Grenville et des provinces adjacentes. Cette carte illustre les associations des indices avec les complexes anorthositiques et leurs cortèges de roches mafiques et ultramafiques. Modifié de Ryan *et al.* (1995).

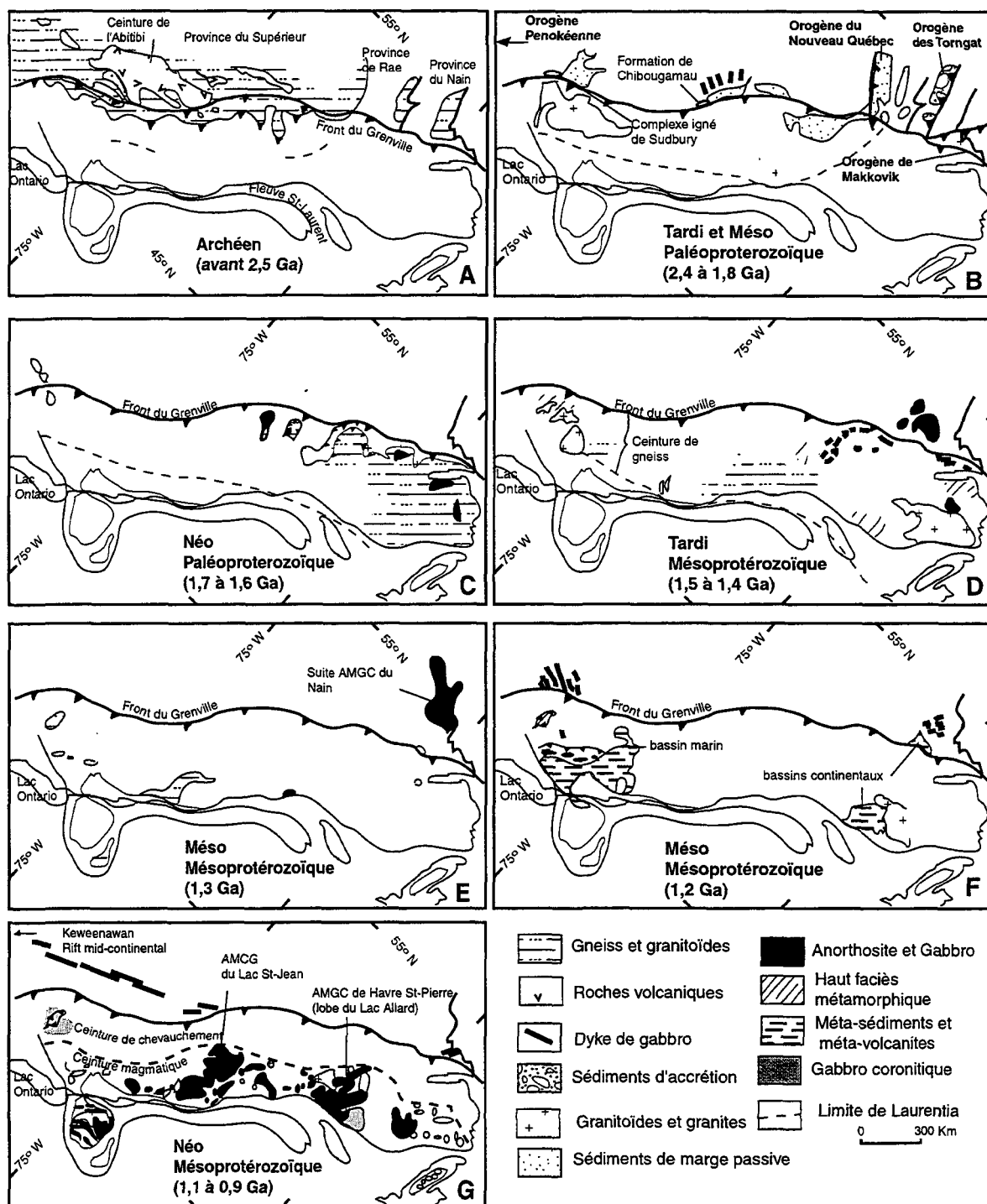
CHAPITRE II

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 Géologie Régionale

2.1.1 *La Province de Grenville*

La Province de Grenville s'étend sur 2000 km de long et environ 400 km de large. Elle forme la limite sud-est de Laurentia au Protérozoïque et est composée d'unités lithologiques allant de l'Archéen au Mésoprotérozoïque, recouvert localement par des roches cambro-ordoviciennes de la plate-forme du St Laurent. Des données de sismique réflexion indiquent qu'une partie des terrains remobilisés, archéens et paléoprotérozoïques (figure 2.1 A à C) s'étendant en surface, se poursuivent en profondeur dans les zones sud-ouest et centrales de la Province de Grenville (Eaton *et al.*, 1995 ; Martignole et Calvert, 1996). Il y a des évidences de l'existence d'une marge active, avec subduction-accrétion et formation d'arc (Hoffman, 1989 ; Holmden et Dickin, 1995) le long du sud-est de Laurentia durant plus de 400 Ma (figure 2.1 B à D), du tardi-paléoprotérozoïque au tardi-mésoprotérozoïque (Rivers, 1997). En ajout à la marge laurentienne viennent des éléments crustaux juvéniles comprenant des arcs magmatiques et des dépôts d'arrière arc (figure 2.1 C à F) entre 1.71 et 1.61 (Hoffman, 1989), 1.51 et 1.42 et entre 1.40 et 1.23 Ga (Rivers, 1997). Le magmatisme d'arrière arc ainsi que les bassins sédimentaires documentent à des



degrés variables l'extension arrière arc et la stagnation des bassins. Les exemples incluent : l'environnement des bassins océaniques et continentaux contemporains de Hastings/Frontenac (Easton, 1992; Brown *et al.*, 1975; Condie et Moore, 1977) et Wakeham/Seal Lake (Loveridge, 1986; Martignole *et al.*, 1994; Clark et Machado, 1996), l'environnement d'arrière arc en extension des dykes de Michael-Shabogamo (Gower *et al.*, 1990), les granites alcalins et les complexes anorthositiques (Emslie et Stirling, 1993; Higgins et van Breemen, 1995). Le magmatisme d'arc a été suivi par des orogènes accréionnaires durant le Labradorien (1680-1660 Ma), le Pinwarien (1500-1450 Ma) et l'Elzvirien (1250-1190 Ma) induisant la croissance de Laurentia (Gower *et al.*, 1992; Krogh *et al.*, 1996, Moore et Thompson, 1980). La résultante de cette croissance est que les âges de la plupart des unités majeures tendent à être plus jeunes en allant vers le sud-est de la Province de Grenville, excepté pour les unités formées sur la marge du continent dans un environnement d'arrière arc. Les déformations et les raccourcissements grenvilliens sont généralement attribués à une collision continent-continent de style tibétain. L'orogénie collisionnel du Grenville prend place entre 1.19 et 0.98 Ga (figure 2.1 G) et comprend trois pulsions distinctes de raccourcissement. L'orogène de Shawinigan dans l'arrière pays entre 1.19 et 1.14 Ga, l'orogène de Ottawa entre 1.08 et 1.02 et enfin l'orogène de Rigolet de 1 à 0.85 Ga qui induit la propagation de l'orogène dans l'avant pays (Davidson, 1984, 1995; Green *et al.*, 1988; Rivers *et al.*, 1989, 1993, 1997; Forsyth *et al.*, 1994; Eaton *et al.*, 1995). Des lithologies similaires à celles de la Province de Grenville apparaissent aux travers de la ceinture Appalachienne, au Groenland, en Fennoscandia, en Afrique du Nord et peut être

aussi loin qu'au Texas et à Mexico (Ashwal, 1993). En Europe la province svéconorvégienne est reconnue comme étant la continuité de la province grenvillienne.

2.2 Géologie locale

2.2.1 Région du Saguenay -Lac Saint-Jean

L'anorthosite du Lac Saint-Jean (figure 2.2) est située dans la ceinture allochtone polyclique, définie par Rivers *et al.* (1989), où elle est cernée d'orthogneiss, de migmatite et en moindre quantité de roches supracrustales de haut grade métamorphique (paragneiss, marbre, quartzite). La masse intrusive couvre une superficie de plus de 20 000 km² et forme une suite AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite) composée de plusieurs corps intrusifs (Higgins et van Breemen, 1995) montrant des assemblages hétérogènes allant jusqu'aux faciès amphibolite supérieure et granulite. Une compilation des âges U-Pb révèle l'existence de trois périodes de magmatisme durant le Mésoprotérozoïque dans cette région, soit 1160-1140 Ma durant l'orogénie de Shawinigan, 1080-1050 Ma durant l'orogénie d'Ottawa et 1020-1010 Ma entre les orogénies d'Ottawa et de Rigolet (Higgins et van Breemen, 1995). Les travaux récents de Daigneault *et al.* (1999) amène à conclure que le secteur de la suite magmatique du Lac St Jean est dominé par un raccourcissement crustal NO-SE se manifestant par des signatures de chevauchement NNO. De plus, des linéaments NE-SO, correspondant à des corridors de déformation, couvrent une partie importante du secteur étudié et sont interprétés comme l'expression d'un événement de transpression dextre. Les linéaments NS, également communs, peuvent correspondre au réajustement tardif des zones de chevauchement le long de failles senestres NS.

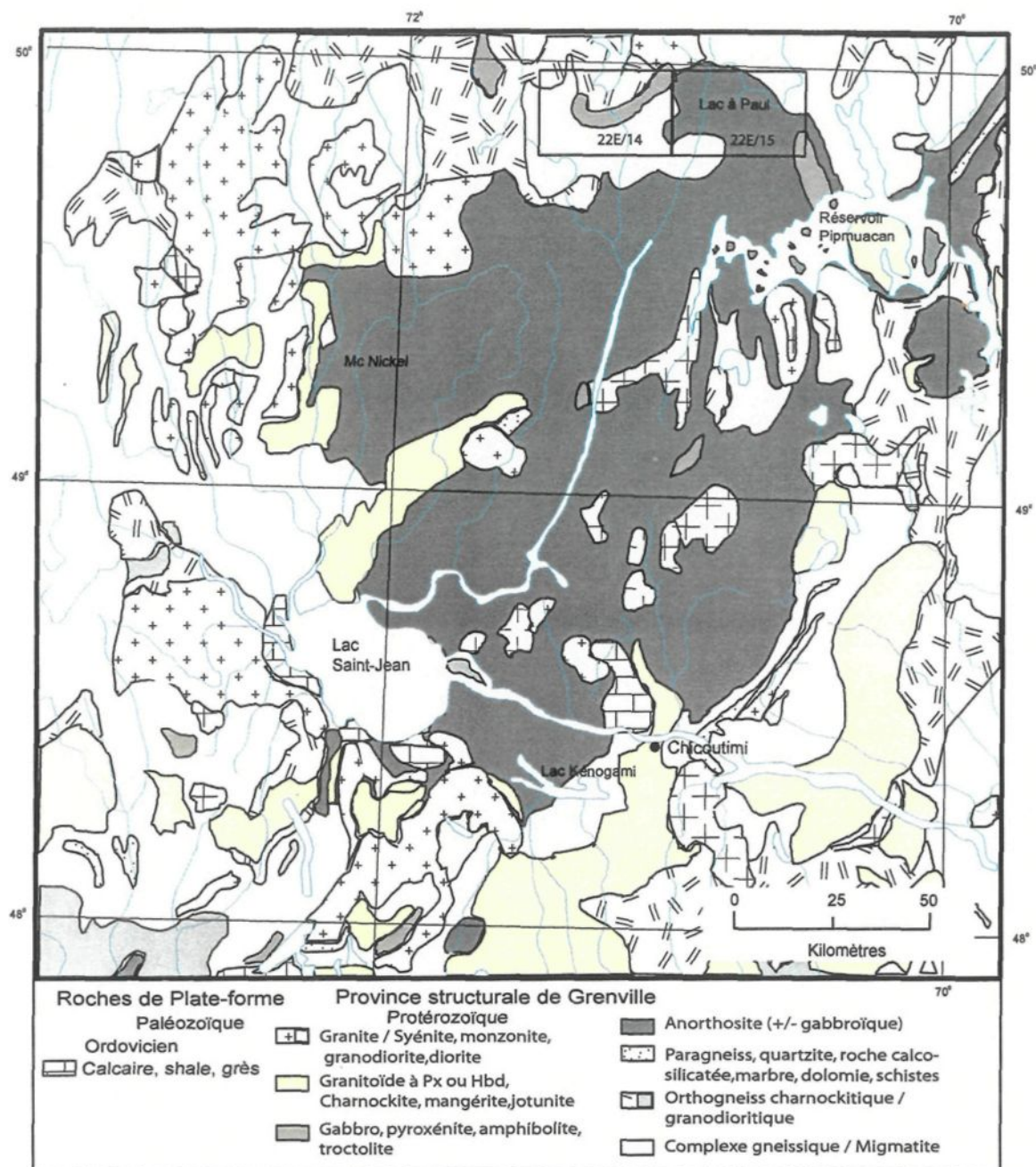


Figure 2.2. Carte géologique de la région du Saguenay-Lac-St-Jean et localisation des feuillets 22E/14 et 22E/15 faisant l'objet de la présente étude. Modifié de Cimon et Hébert (1998).

Alors que certains auteurs favorisent une mise en place par remontée diapirique de matériaux provenant de l'interface croûte-manteau (Woussen *et al.* 1981) dans un environnement calme en extension, d'autres favorisent un accès de matériaux mantelliques à la croûte moyenne contrôlé par des mouvements décrochants dans des zones verticales de cisaillements majeurs résultant de l'activité transpressive de la plaque tectonique (Higgins et van Breemen, 1995; Corrigan et Hanmer, 1997; Daigneault *et al.* 1999). Tout comme la mise en place, l'origine des matériaux ayant permis la formation des anorthosites protérozoïques est sujet à débat (voir chapitre 1).

2.2.2 Travaux antérieurs

De 1965 à 1967, une cartographie au 1 : 250 000 du massif anorthosique a été effectuée (Laurin et Sharma, 1975a, 1975b). Des cartographies plus détaillées couvrant essentiellement le sud de l'anorthosite et le réservoir Pipmuacan ont été effectuées depuis (Hocq, 1977; Woussen *et al.*, 1988; Higgins et van Breemen, 1992, 1996; Hervet *et al.*, 1994; Hébert et Lacoste 1994, 1997a, 1997b; Hébert, Lacoste et Vaillancourt 1995a, 1995b). Les travaux de prospection et d'exploration menés depuis 1994 par les Fonds Miniers et depuis 1997 par la compagnie Mines d'Or Virginia ont mis à jour plusieurs indices dont cinq ont fait l'objet de forage (Mines d'Or Virginia, 1997 et 1998). Des résultats préliminaires (Labarre, 1998) provenant d'un nombre limité d'échantillons de forage de la compagnie Mines d'Or Virginia donnent des teneurs significatives en Ni (0.09 – 1.2 %), Cu (0.07 – 4.8 %) et de basses valeurs pour le Pd (9 – 135 ppb) et le Pt (<5 – 707 ppb).

2.2.3 Géologie du secteur du Lac à Paul

Le secteur du Lac à Paul est situé sur la marge Nord-Est de la Suite anorthositique de Lac St-Jean (figure 2.2). Lors de l'été 1998 une équipe du Ministère des Ressources Naturelles du Québec effectue des travaux de cartographie géologique à l'échelle du 1 :50 000 ainsi que des levés de géochimie de sédiments de ruisseaux et de fonds de lacs (Hébert, 1998; Hébert et Beaumier, 1999). Ces travaux ont servi de plate-forme à trois études de maîtrises (Fredette, Turcotte) incluant celle-ci. Les travaux couvrent le feuillet du Lac à Paul 22E15 et la moitié Est du feuillet 22E14 situé à l'ouest du premier feuillet (figure 2.3). Les lithologies du secteur appartiennent à trois grandes familles distinctes : les gneiss du socle, qui sont stratigraphiquement les roches les plus anciennes, la suite magmatique mafique et ultramafique qui définit la suite anorthositique de Lac St-Jean, la suite magmatique des charnockites et mangerites, qui sont stratigraphiquement les roches les plus jeunes. Les seules roches d'origine sédimentaire retrouvées lors de la cartographie sont deux enclaves plurimétriques de marbre. Appartenant à la ceinture allochtone polycyclique, les roches du secteur du Lac à Paul ont subi une ou plusieurs orogénèses. Les orthogneiss du socle montrent des évidences de fusion partielle, menant ainsi à la formation de métatexites pouvant aller jusqu'à la formation de diatexites et migmatites.

Suite aux travaux de terrain de 1998 (Hébert et Beaumier, 1999), quatre principaux types de gneiss ont été identifiés dans la région (figure 2.3) soit : un gneiss quartzofeldspathique de composition monzonitique que l'on retrouve dans un secteur

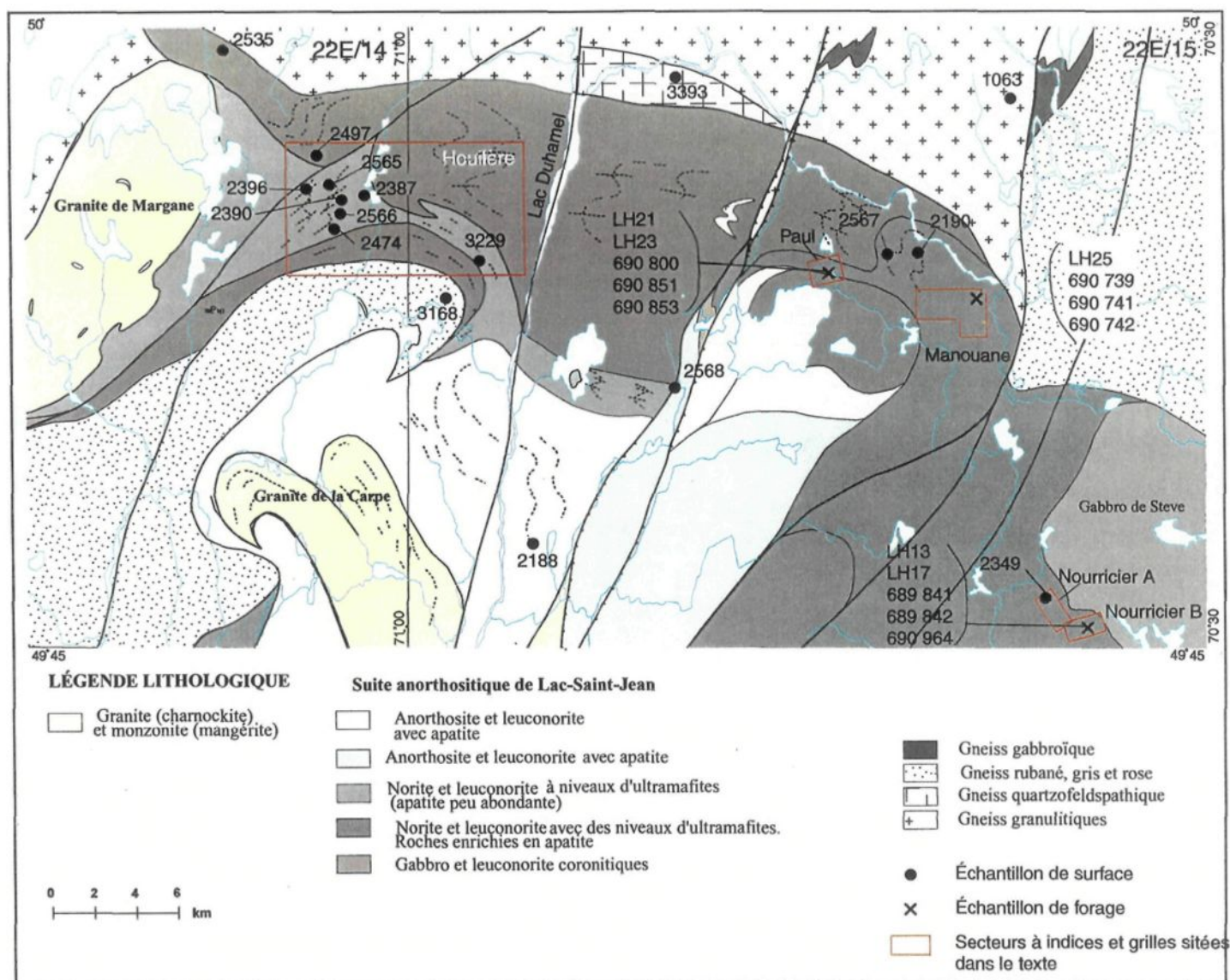


Figure 2.3. Géologie de la région du Lac à Paul. D'après Hébert et Beaumier (1999).

restreint au nord du feuillet 22E15; un gneiss granulitique de composition granodioritique ayant une grande extension au nord et à l'ouest des feuillets couverts; un gneiss rubané migmatitique de composition tonalitique qui affleure au NE du feuillet 22E15 et au SO du feuillet 22E14; un gneiss gabbroïque à pyroxène coronitique formant deux îlots au nord du secteur du Lac à Paul. Les gneiss monzonitiques sont interprétés (Hébert et Beaumier, 2000) d'origine charnockitiques, les gneiss rubanés d'origine supracrustale et les gneiss gabbroïques seraient des copeaux tectoniques, de la suite magmatique mafique et ultramafique, préservés le long de failles régionales. Les levés aéromagnétiques régionaux confirment cette possibilité car ils mettent en évidence la présence de plusieurs linéaments nord-nord-est facilement identifiables (Dion et Dumont, 1994).

Les roches dominantes de la région du lac à Paul appartiennent à la suite magmatique mafique et ultramafique (figure 2.3) que l'on nomme la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. Elle se compose essentiellement de dunite, webstérite à olivine (pouvant passer à des compositions périclinitique et leucotroctolitique), pyroxénite ainsi que de norite, de gabbronorite, de gabbro et d'anorthosite. Du litage primaire est localement visible à l'affleurement dans les leuconorites, d'autres unités telles que les périclinites et troctolites possèdent un litage primaire observables seulement sur les échantillons de forage. La particularité de ces unités réside dans l'extrême richesse en apatite et en oxydes des périclinites, leucotroctolites, norites et leuconorites. Des enclaves métriques d'anorthosite se retrouvent dans des leuconorites litées indiquant clairement la mise en place tardive de ces unités. La masse gabbroïque située au SE du feuillet 22E15 (Gabbro de Steve) est

interprétée comme tardif par rapport aux autres unités de la suite. Ce gabbro à grains fins est microcoronitique et peu déformé.

La suite magmatique des charnockites et mangérites se localise au sud (Granite de la Carpe) et à l'ouest (Granite Margane). Cette suite se compose de charnockite, de monzonite, de mangérite ainsi que de diorite gabbroïque. Des brèches intrusives apparaissent dans les deux granites. Les enclaves sont formées d'anorthosite et de norite et dans le cas du Lac Margane de fragments de plus grande diversité (fragments calcosilicatés) dont les protolites n'ont pas pu être identifiés.

2.2.4 Géologie structurale du secteur du Lac à Paul

Cette région se caractérise par une activité tectonique importante comme en témoignent les différentes fabriques observées (figure 2.4) lors de la cartographie au 1 :50 000 (Hébert et Beaumier, 1999). L'aspect structural de cette zone fait actuellement l'objet d'une étude de maîtrise à l'Université du Québec à Chicoutimi (Turcotte, 2001), les figures 2.4 et 2.5 sont le fruit partiel de cette étude. Une première fabrique tectonique (S_1), antérieure à la mise en place de la Suite anorthositique du Lac St Jean (figure 2.5 A), se traduit par un rubanement tectonique et migmatitique des gneiss du socle. La seconde fabrique (S_2) affecte l'ensemble de la région (figure 2.5 B) et se matérialise sous forme d'une foliation ondulante à faible pendage vers le SE. Les plans de foliations S_2 sont marqués par l'aplatissement et l'étirement des minéraux ferromagnésiens pluricentimétriques, ces linéations plongent vers le SE. Cette fabrique, qui reprend également les gneiss

granulitiques, est interprétée comme le résultat du chevauchement du SE vers le NO de la suite anorthositique sur les gneiss du socle. L'alignement de minéraux ferromagnésiens pluricentimétriques favorise une mise en place syn-tectonique. Le long du contact nord entre les gneiss du socle et la suite anorthositique, le déplacement différentiel des masses chevauchées a provoquée : la formation de foliations verticales (S_3) (figure 2.5 C) et de linéations SE, le plissement des fabriques antérieures ainsi que des zones de décrochement et de cisaillement. Plusieurs linéaments sont également visibles sur la carte géologique ainsi que sur les levés aéromagnétiques régionaux (Dion et Dumont, 1994). La description de ces linéaments est faite de l'est vers l'ouest. Un premier corridor de déformation d'orientation NNE-SSO (figure 2.5 E) borde l'ouest des gneiss granulitiques et se prolonge dans la suite magmatique. La largeur du corridor varie de 3 à 4 km et correspond à une zone de cisaillement parallèle au corridor à pendage vertical. Le second linéament bordant l'ouest du Lac à Paul (figure 2.5 D) correspond au plan de décollement situé à la semelle d'une nappe de charriage (Hébert et Beaumier, 2000). Les évidences sont : le rebroussement de lithologies vers le NNO passant d'une attitude subhorizontale à une attitude subverticale; l'apparition d'une fabrique, localement bréchique et/ou mylonitique, subhorizontale. Un troisième linéament longe le lac Duhamel, mais ne correspond à aucune fabrique visible sur le terrain. Le dernier corridor de déformation orienté NE-SO apparaît dans le coin NO de la carte. Bien que ce corridor soit mal défini, la présence d'enclaves de marbres plurimétriques orientées dévoile la proximité possible de la semelle d'une nappe de charriage. Ce corridor semble avoir rejoué ultérieurement en zone de cisaillement. Les diverses interprétations sont en accord avec les observations et l'interprétation, effectuées

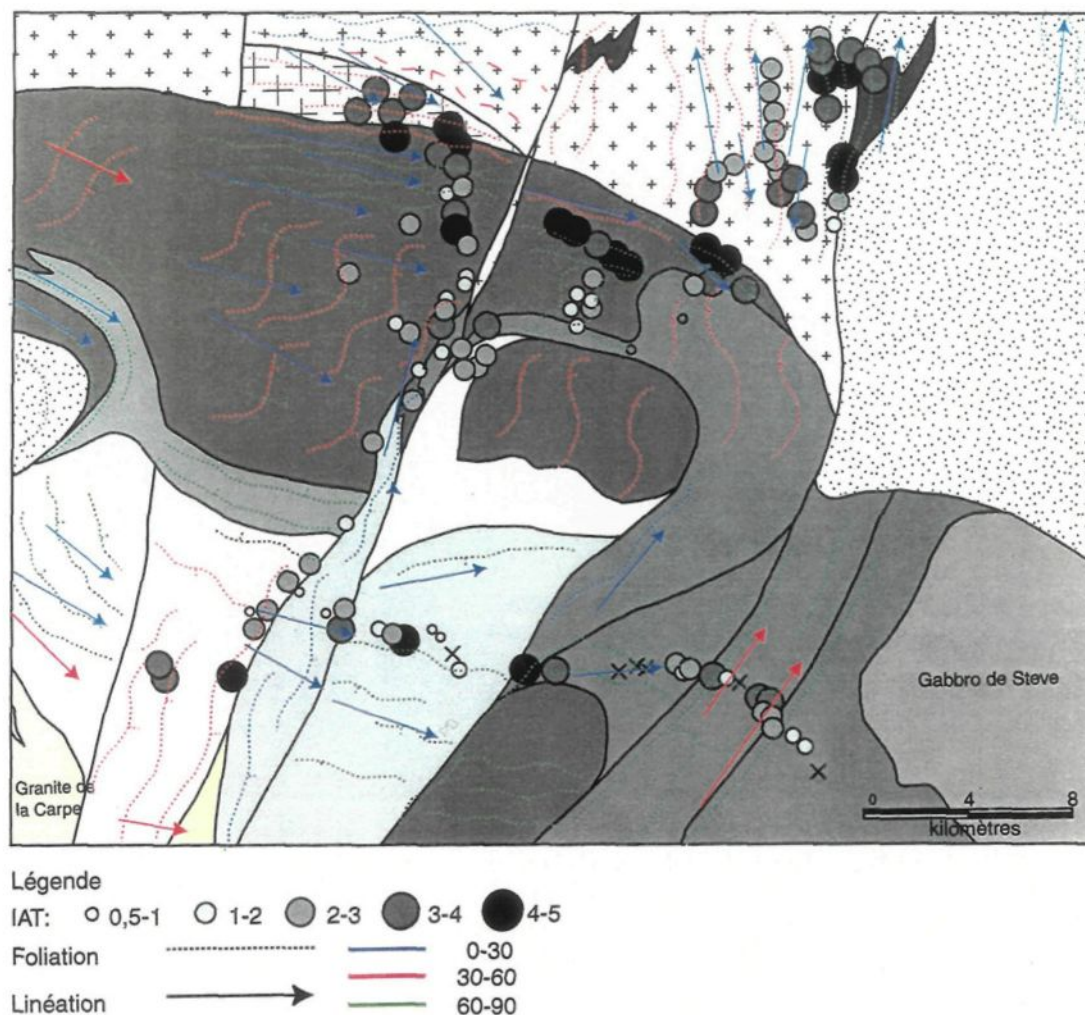


Figure 2.4. Carte de distribution de l'indice d'anisotropie de terrain (IAT) combinée aux trajectoires des foliations et des linéations d'étirement du feuillet 22E15. D'après Turcotte dans Fredette *et al.* 2000. Lors de la visite des affleurements une attention particulière a été portée sur le degré d'orientation préférentielle des minéraux (OPF) définissant les fabriques présentes ainsi que sur la transposition des éléments anciens. L'indice d'anisotropie de terrain (IAT) est représenté par l'évaluation visuelle de ces deux éléments. L'évaluation se base sur une échelle variant de 0 à 5 où 0 représente une roche massive n'ayant aucune anisotropie visible et cinq, une roche très déformée où le protolite est difficile à identifier comme dans le cas d'une mylonite.

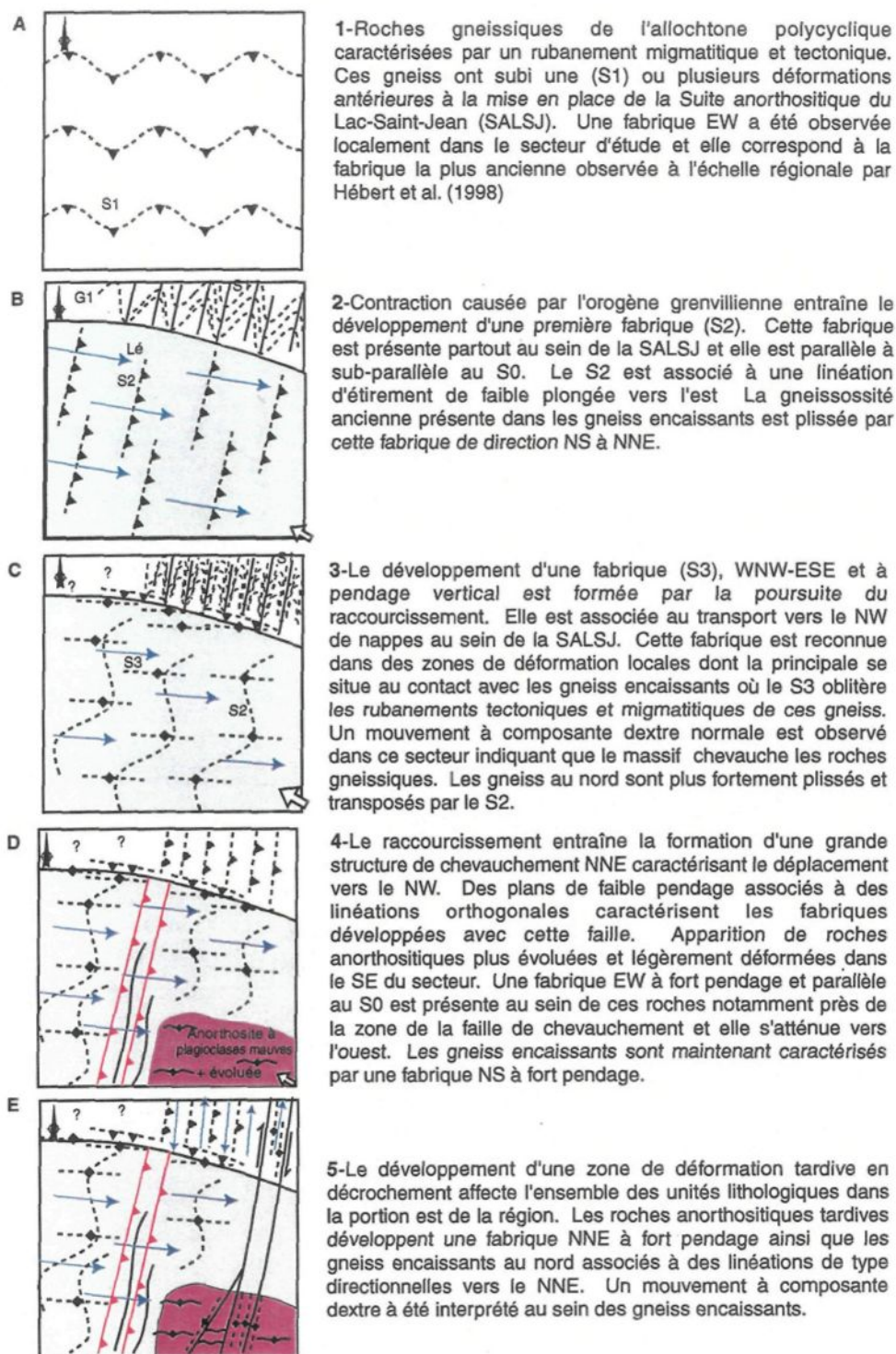


Figure 2.5. Schéma structural, chronologie des différentes fabriques établie par Turcotte dans Fredette et al. 2000.

par Daigneault *et al.* (1999), lors de la comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicougan et Chicoutimi.

2.2.5 Les indices de sulfures

De nombreux indices de sulfures disséminés se situent dans les feuillets 22E14 et 22E15, et la majorité d'entre eux se concentre en bordure de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. Les indices de sulfures massifs et semi-massifs n'affleurent pas en surface, ils ont été mis à jour par la compagnie junior d'exploration Mines d'Or Virginia (1997). Suite à un premier levé EM hélicopté des tranchées et des forages ont été réalisés en 1997 et 1998 sur quelques-unes des anomalies magnétiques élevées. Les sections de forages ont pu être étudiées, mais les tranchées partiellement inondées n'ont permis aucune cartographie de détail.

Les sulfures massifs et semi-massifs étudiés proviennent de quatre zones distinctes, Nourricier A, Nourricier B, Manouane et Paul, toutes situées en bordure de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (figure 2.3). Les descriptions des zones proviennent en grande partie des travaux menés par la compagnie junior d'exploration Mines d'Or Virginia (1998). Une cinquième zone, celle de Houlière est décrite ici, bien que très riche cette zone ne contient aucun sulfure semi-massif ou massif (en surface) répondant à la définition établie précédemment.

Nourricier A : La grille de cette zone a une étendue de 1.8km x 0.8 km, et elle est orientée NNO en fonction des six anomalies magnétiques qu'elle couvre. En plus de la cartographie détaillée, quatre tranchées ont été excavées, quatre sites ont été dynamités. L'ensemble de ces travaux révèlent une unité principale ultramafique à olivine contenant des enclaves d'anorthosite, de gabbro à hornblende et de paragneiss. Une seconde unité de gabbro à olivine riche en apatite occupe approximativement le centre de la grille alors que l'est est couvert d'une troisième unité composée d'un gabbro massif à grains fins et à orthopyroxène coronitique. Les tranchées et les dynamitages ont permis d'observer des injections de sulfures massifs (pyrrhotine et chalcopryrite) et de magnétite venant bréchifier l'unité ultramafique à olivine. La zone de Nourricier A a fait l'objet de quatre forages.

Nourricier B : La grille de cette zone a une étendue de 1.8 km x 0.8 km, et elle est orientée ONO. Trois anomalies magnétiques y sont présentes. Neuf sites ont été dynamités. On y retrouve les mêmes unités que dans la zone de Nourricier A, cependant ces unités sont réparties de façon hétérogène en surface et ne permettent pas un découpage de la grille aussi clair que dans la zone précédente. Les minéralisations vues en surface sont liées à des gabbros recristallisés, à amphibole et biotite, et contenant moins de 50% de pyrrhotine et moins de 10% de chalcopryrite. La zone de Nourricier B a fait l'objet de trois forages.

Manouane : La grille de cette zone a une étendue de 3.4 km x 2.1 km, et elle est orientée E-W. Il y a sept anomalies magnétiques et les plus importantes en superficie ont été découvertes sur cette grille. Cette zone est très pauvre en affleurement. L'ensemble des

affleurements montre une foliation et une recristallisation qui s'expliquent par la proximité du contact tectonique avec les gneiss du socle. Diverses lithologies couvrent ce secteur. Au sud-ouest de la grille il y a un granite folié, dans le centre sud ainsi qu'au sud-est on observe une alternance de péridotite, troctolite, gabbro à olivine, hornblendite foliée et le nord de la grille est essentiellement couvert de gabbronorite et de gabbro folié. La minéralisation de surface se résume à un peu de sulfures disséminés. La zone de Manouane a fait l'objet de six forages.

Paul : La grille de cette zone a une étendue de 1.6 km x 1km et elle est orientée ONO. Elle couvre trois anomalies magnétiques. Cette zone est également pauvre en affleurement. Les lithologies y sont : des gabbros pegmatitiques localement gneissiques, des gabbros à olivine, apatite et magnétite, ainsi des dunites et péridotites à magnétite. Les minéralisations rencontrées en surface, tout comme la zone précédente, sont insignifiantes et se résument à de rares veinules millimétriques de pyrrhotine et chalcoppyrite. La zone de Paul a fait l'objet de deux forages.

Houlière : Les lithologies y sont : des pyroxénites, des hornblendites, des gabbronorites et des gabbros allant de leucocrates à mélanocrates, les oxydes sont exceptionnellement abondants dans ce secteur et des enclaves plurimétriques de marbres ont été observées sur le terrain. Plusieurs indices affleurent dans cette zone, certains ont fait l'objet de décapage et de dynamitage. La particularité dominante de ce secteur est la forte déformation des affleurements qui semble remobiliser les minéralisations sulfurées et les oxydes. De

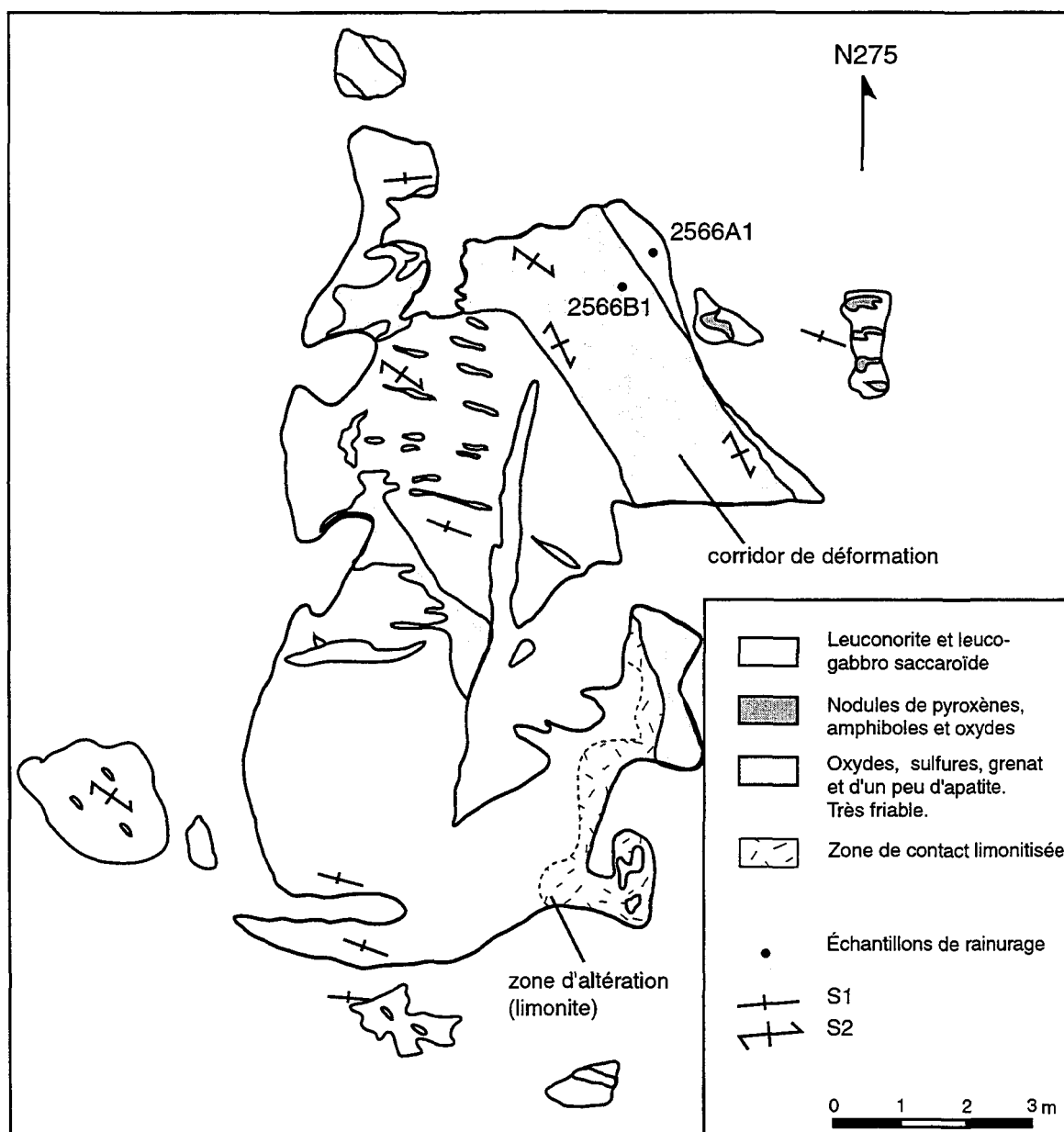


Figure 2.6. Cartographie de détails de l'affleurement 2566, illustrant l'effet de la déformation. S0 est sub-horizontale. S1 est une forte foliation anastomosée, subhorizontale, de direction NS, soulignée par des nodules de minéraux mafiques. S1 transpose les oxydes et les sulfures. S2 est une déformation pénétrative subverticale, de direction OSO. S2 forme un angle variable avec S1 (de 20° à 50°) et affecte l'ensemble de l'affleurement.

CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE

3.1 Introduction

Les 45 échantillons prélevés, ayant servi à la fabrication des lames minces polies, appartiennent à la SALSJ affleurant dans la région Lac à Paul ainsi qu'aux encaissants gneissiques. La particularité pétrographique du secteur étudié réside en la présence d'une bordure pluri-kilométrique composée essentiellement de roches évoluées enrichies en oxydes et apatite, contenant quelques occurrences troctolitiques ainsi que de nombreux indices de sulfures de Ni-Cu. L'objet de cette étude étant la caractérisation de la minéralisation sulfurée, l'essentiel des échantillons a été prélevé aux abords et dans les indices de Ni-Cu. Quelques échantillons ont été prélevés dans les encaissants afin de permettre une compréhension globale de la mise en place des indices.

Suite aux travaux de terrain de 1998 (Hébert et Beaumier, 2000), quatre principaux types de gneiss ont été identifiés dans la région soit : un gneiss quartzofeldspathique de composition monzonitique, un gneiss granulitiques de composition granodioritique, un gneiss rubané migmatitique de composition tonalitique et un gneiss gabbroïque à pyroxène

coronitique. Les gneiss migmatitiques et gabbroïques n'ont pas été échantillonnés dans le cadre de cette étude, cependant un cinquième type de gneiss a été prélevé et se révèle être de composition syéno-granitique (figure 3.1).

La suite magmatique ultramafique de la région du Lac à Paul se compose essentiellement de dunite, webstérite à olivine (pouvant passer à des compositions périclitique et troctolitique), webstérite, pyroxénite à hornblende, hornblendite à pyroxènes et hornblendite (figure 3.2 a et b). Les roches mafiques sont représentées par de la norite, du gabbro, du gabbro-norite, du gabbro et de l'anorthosite (figure 3.3 a, b et c). Les roches minéralisées à sulfures massifs et semi-massifs possèdent plusieurs tendances pétrographiques allant de harzburgitique, pyroxénitique, hornblenditique, gabbroïque à anorthositique. Ces unités sont toutes considérées comme appartenant à la suite anorthositique du Saguenay-Lac-Saint-Jean. La particularité de la suite mafique et ultramafique de la région du Lac à Paul réside dans l'extrême richesse de ces unités en apatite et en oxydes (ilménite, \pm magnétite). Les différents groupes lithologiques sont décrits dans l'ordre de mise en place, soit les gneiss suivis de la suite mafique-ultramafique. Cependant, l'ordre des unités composant les groupes ne fait référence à aucune chronologie.

Les sections 3.1 à 3.4 de ce chapitre sont essentiellement descriptives à partir des observations de terrain et des lames minces provenant des gneiss, des unités intrusives et de la minéralisation. Les sections 3.5 et 3.7 sont plus interprétatives et s'appuient sur les

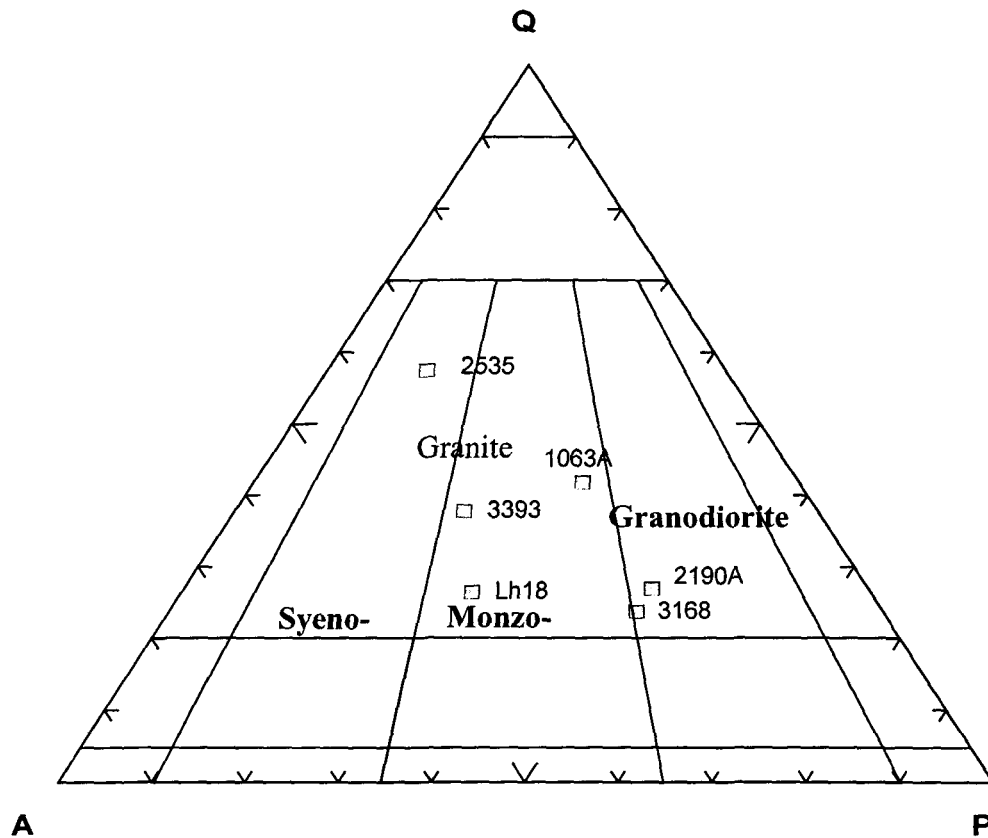


Figure 3.1. Projections ternaires des minéraux des échantillons de gneiss. D'après Streckeisen (1976). Les échantillons ont été prélevés dans le cadre de cette étude et représentent l'encaissant régionale de la Suite anorthositique dans le secteur étudié. Les échantillons sont localisés sur la figure 2.6.

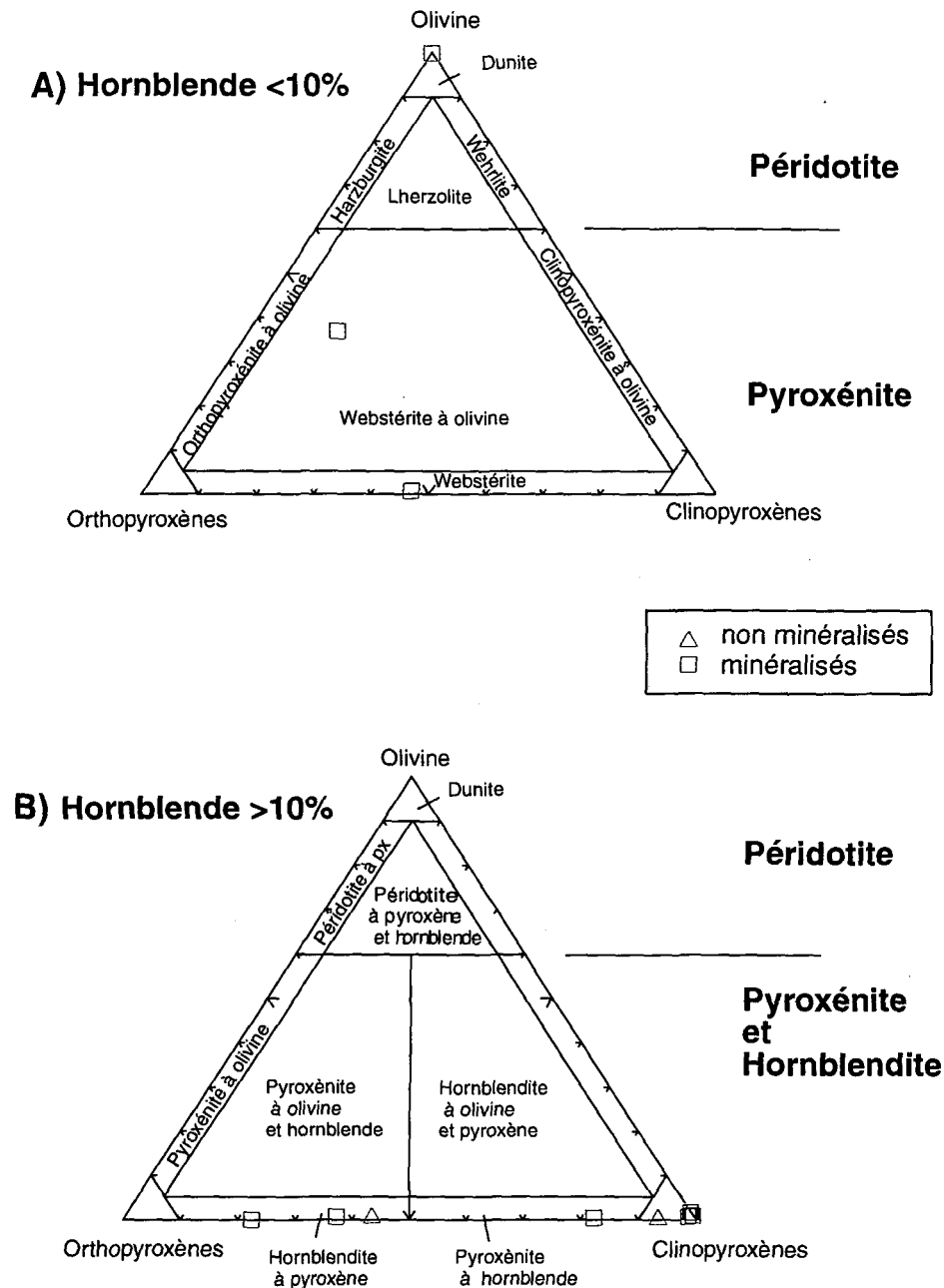


Figure 3.2. A) et B) Classification et nomenclature des roches ultramafiques (ie: minéraux mafiques > 90%) basées sur les proportions d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de hornblende. D'après Streckeisen (1976).

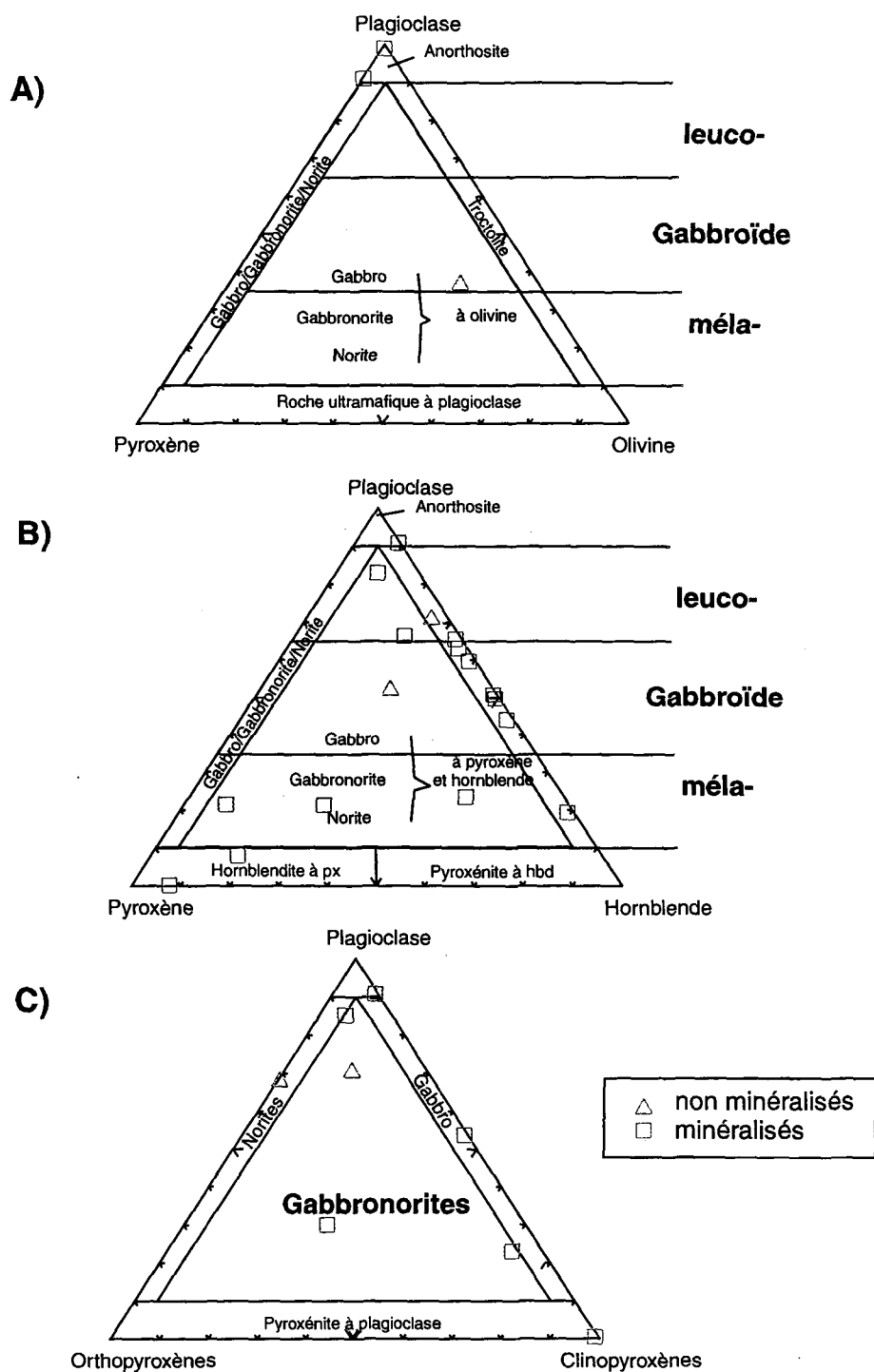


Figure 3.3. Projections ternaires des minéraux: a) et b) roches gabbroïques à olivine et hornblende; c) Subdivision des roches situées dans les zones ombragées des figures a et b. D'après Streckeisen (1976).

observations effectuées dans les sections précédentes, sur les données de microsonde ainsi que sur la littérature.

3.2 Méthodologie

L'étude pétrographique se base sur l'observation de 32 lames minces polies de la suite magmatique mafique et ultramafique dans laquelle se situent les sulfures de nickel et cuivre, 7 lames minces polies de sulfures massifs et semi-massifs, 6 lames minces ont été faites sur les orthogneiss ainsi qu'une lame provenant d'une enclave plurimétrique de marbre. Les outils de détermination de cette étude ont été : l'observation d'échantillons macroscopiques et de lames minces polies. La microsonde a été utilisée pour l'analyse chimique des olivines, des orthopyroxènes, des plagioclases et des sulfures. Les analyses des minéraux ont été faites à l'Université McGill à Montréal, sur une microsonde électronique de modèle JEOL 8900L, équipée de 5 spectromètres variables Johannson à dispersion de longueur d'ondes (WDS). Le voltage est de 20 kV et les analyses ont été traitées par un programme de correction ZAF.

3.3 L'encaissant régional

Sur la bordure nord du complexe magmatique, les gneiss évoluent d'Est en Ouest vers des compositions plus potassiques, passant de granodioritique, à monzogranitique puis syénogranitique (figure 2.3 et 3.1).

3.3.1 *Les granodiorites*

Description macroscopique :

Ces échantillons ont été prélevés sur affleurement. Cette unité occupe presque la totalité de la superficie située au nord-est de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean ainsi que le nord des gneiss monzonitiques. Les granodiorites sont composées de quartz, de feldspaths, de biotite, de hornblende, de magnétite, d'orthopyroxène coronitique en faible quantité et de grenat restreint aux zones de déformation intense. Certains gneiss granodioritiques ont conservé des phénocristaux de feldspath à texture rapakivi (Hébert et Beaumier, 2000), ce qui suggère une origine ignée. Leur texture est granoblastique, gneissique ou marquée d'une forte foliation. En surface altérée ce sont des roches beiges à beige rosé avec une altération de couleur cassonade.

Description microscopique:

En lames minces la texture de ces échantillons est grano-porphyroblastique (Planche 1.A) Le plagioclase (albite et oligoclase) représente 39 à 40% des échantillons, de 0.3 à 4 mm, légèrement interlobé, communément recristallisé et polygonal. Le plagioclase est localement antiperthitique et généralement séricitisé, il forme localement des porphyroclastes fracturés. Les feldspaths alcalins, de 18 à 21%, sont perthitiques, interstitiels au quartz et au plagioclase et mesurent de 0.1 à 1mm. Le microcline est interlobé et polygonale, localement frangé d'un fin liseré d'albite. Le quartz (21%) forme soit de grands cristaux fracturés, allongés parallèlement à la gneissosité de 0.7 à 3 mm, à extinction roulante, soit de petits individus interlobés > 0.1 mm. Les porphyroclastes de quartz sont les plus communs. La hornblende verte et la biotite sont en quantité variable et constituent moins de 20 % de la roche. Leur taille varie de 0.2 à 2 mm. La biotite, toujours orientée, marque la foliation. La magnétite (3%) se situe à la jonction des différentes phases silicatées, elle mesure de 0.2 à 0.4 mm. L'apatite (<2%) forme de grands cristaux arrondis de 0.4 mm et elle est disséminée un peu partout dans les lames minces. L'orthopyroxène (hypersthène) est résiduel, très altéré en biotite-hornblende et en minéraux opaques (magnétite). En trace se trouve la muscovite, le sphène, leucoxène et le zircon.

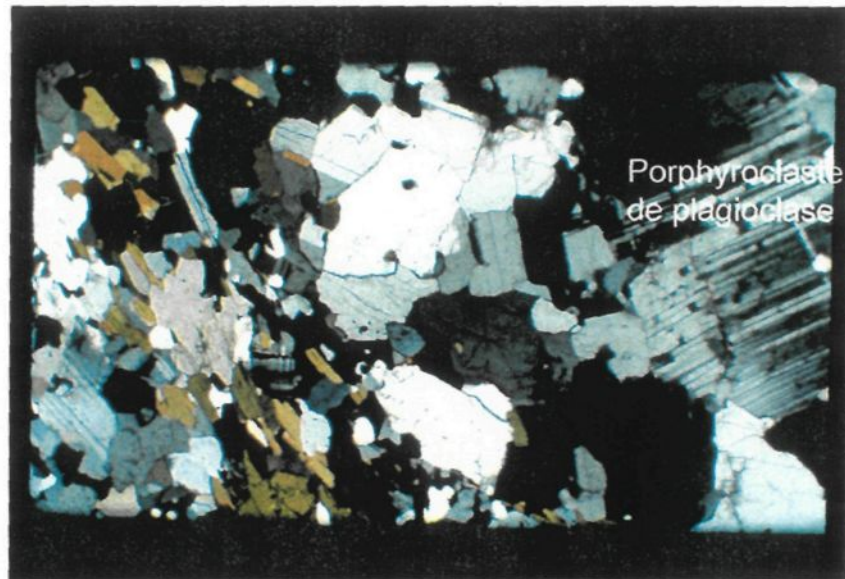


Planche 1.A. Microphotographie en lumière polarisée d'un gneiss granodioritique (échantillon 3168). La texture est grano-porphyroblastique. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

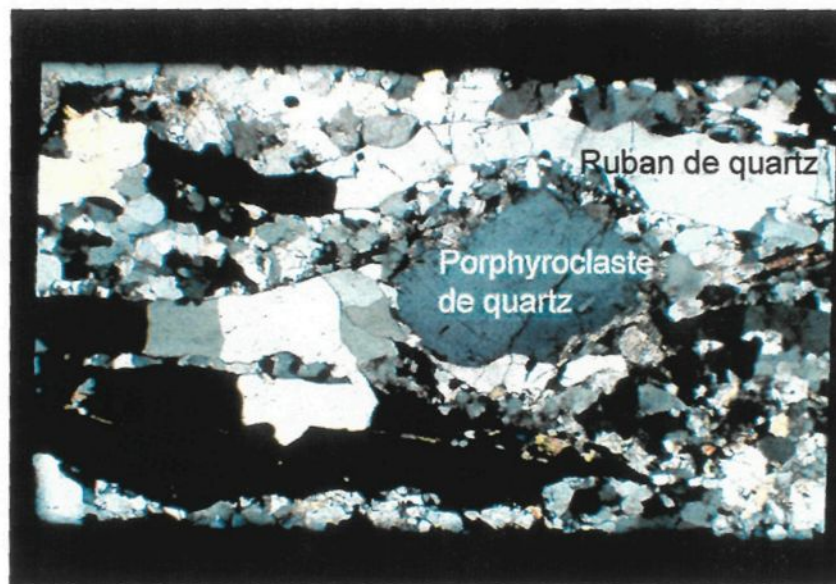


Planche 1.B. Microphotographie en lumière polarisée d'un gneiss monzogranitique (échantillon 1063A) à rubans de quartz. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

Interprétation

D'un point de vue compositionnel, l'absence de minéraux riches en alumine et la présence de minéraux riches en Fe-Mg indique une origine ignée classant ce gneiss dans les orthogneiss.

Les porphyroclastes de quartz et plagioclases, orientés selon la gneissosité, sont les uniques phases pré-métamorphiques. L'extinction ondulante indique un mécanisme de déformation plastique. Il implique un accroissement de la température amenant une déformation plastique (extinction ondulante). La présence de perthite et d'antiperthite est interprétée ici comme provenant de la dissolution et la diffusion des cations Na^+ , Ca^+ , K^+ dans des fluides générés durant le métamorphisme. Les textures grano-porphyroblastiques indiquent un métamorphisme moyen à élevé.

3.3.2 Les monzogranites

Description macroscopique :

Des échantillons prélevés sur affleurement, seul l'échantillon LH18 a été prélevé dans un forage où il recoupe des unités mafiques. Cette unité est située au nord de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean et possède une extension restreinte vers le nord. Les monzogranites sont composés de quartz, de feldspaths, de biotite, de hornblende, et de magnétite. La granulométrie varie de grains moyens à grains fins et à texture

granoblastique. En surface altérée ce sont des roches grises pâle à blanches à rubanement migmatitique souligné par l'alternance de leucosomes quartzofeldspatiques et de mélanosomes riches en biotite et hornblende.

Description microscopique:

En lames minces la texture de ces échantillons est grano-porphyroblastique avec des rubans de quartz (Planche 1.B). Il y a deux populations de cristaux de quartz (23 à 38%), il est limpide et forme soit de grands cristaux allongés parallèlement à la gneissosité de 0.5 à 5 mm, soit de petits grains interlobés de 0.1 à 0.2 mm et interstitiels aux feldspaths. Le microcline, de 21 à 37%, est légèrement perthitique, modérément aplati, généralement interstitiel au quartz et au plagioclase et mesurent de 0.1 à 4 mm. Les plagioclases (albite et oligoclase) représentent 22 à 32% des échantillons, de 0.7 à 6 mm, et possèdent une orientation préférentielle. Il sont aussi légèrement interlobés, recristallisés et polygonaux. Les plagioclases sont localement antiperthitiques et généralement séricitisés et les cristaux les plus petits sont frangés d'albite. La hornblende verte et la biotite sont en quantités variables et constituent moins de 13 % de la roche. Leur taille varie de 0.05 à 2.5 mm. La biotite est toujours orientée et marque la foliation. La magnétite, <2%, se situe à la jonction des différentes phases silicatées, elle mesure de 0.2 à 0.4 mm. L'échantillon LH18 contient 5% de pyrrhotine. En trace, se trouve l'apatite, la muscovite, le sphène, le leucoxène et le zircon.

Interprétation

D'un point de vue compositionnel l'absence de minéraux riches en alumine et la présence de minéraux riches en Fe-Mg, tel que la hornblende et la biotite indique une origine ignée classant ce gneiss dans les orthogneiss. L'abondance des rubans de quartz suggère une déformation plastique. Les rares porphyroclastes de quartz sont les uniques reliques pré-métamorphiques. Entre les rubans de quartz, les minéraux leucocrates ne montrent pas ou peu d'orientation préférentielle. Ceci semble indiquer un taux de recristallisation supérieur au taux de déformation. Alors que les gneiss sont les encaissants de la SALSJ, l'échantillon LH18 est une monzonite gneissique mise en place ultérieurement à la SALSJ, comme l'indiquent les relations de recoupement sur le terrain. Des intrusions felsiques affleurent au lac à La Carpe ainsi qu'au lac Margane et sont des sources potentielles pour l'échantillon LH18.

3.3.3 Les syénogranites

Description macroscopique :

Cet échantillon a été prélevé sur affleurement. Cette unité est située au nord-ouest de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean dans une zone de brèche magmatique, son extension n'est pas connue. Le syénogranite est composé de quartz, feldspaths, biotite et magnétite.

La granulométrie varie de grain moyen à grain fin à texture granoblastique foliée. En surface altérée ce sont des roches grise pâle à rosé.

Description microscopique:

En lame mince la texture de cet échantillon est granoblastique et isogranulaire (Planche 2.A). Le quartz (54%) est limpide et il forme de petits cristaux légèrement allongés de 0.5 à 1 mm. Le microcline est xénomorphe et très faiblement aplati, il représente 30% de la lame. Les plagioclases (albite et oligoclase) représentent 10% de l'échantillon, en grains de 0.5 à 1 mm, qui possèdent une légère orientation préférentielle. Les cristaux sont légèrement interlobés, recristallisés et polygonaux. La biotite brune constitue moins de 3 % de la roche, sans être orientée elle marque cependant une faible foliation. La magnétite, (5%), se situe à la jonction des différentes phases silicatées, elle mesure de 0.2 à 0.1 mm

Interprétation

Ce gneiss est classé dans les orthogneiss, car l'absence d'alumino-silicates suggère une origine ignée. La texture isogranulaire de cette lame est très légèrement marquée par de la déformation indiquant un taux recristallisation supérieur au taux de déformation.. Aucun minéral pré-métamorphique ne semble avoir été conservé.

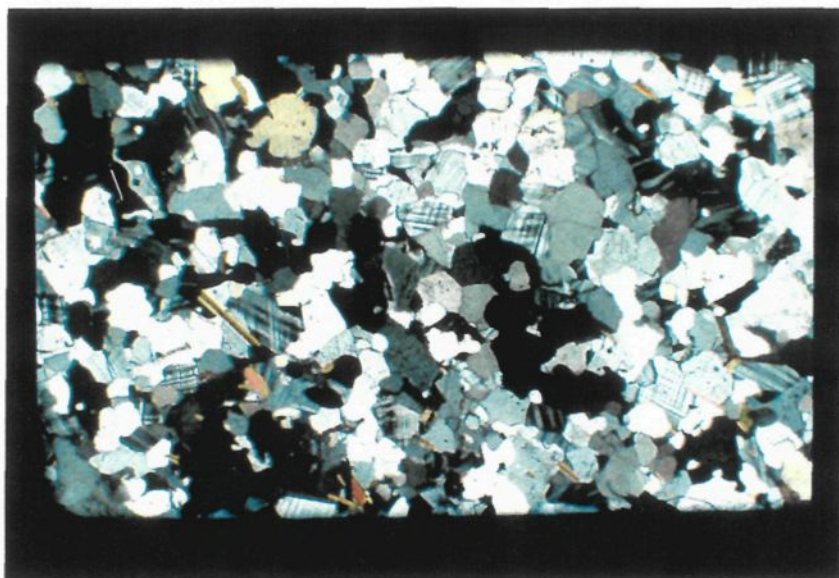


Planche 2.A. Microphotographie en lumière polarisée d'une syéno-granite (échantillon 2535). La texture est granoblastique. Champ oculaire 5mm x 3.5 mm.

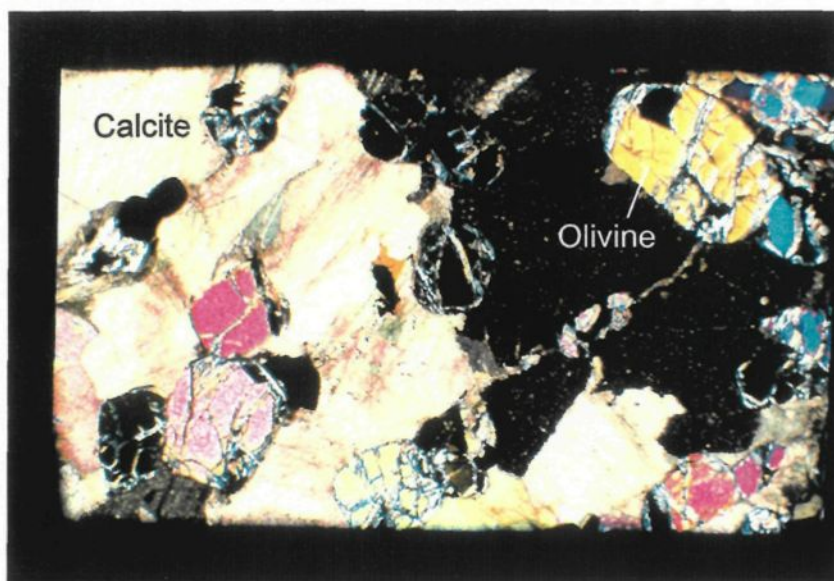


Planche 2.B. Microphotographie en lumière polarisée d'un marbre à olivine (échantillon 2387A1) . Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

3.3.4 Les marbres

Description macroscopique :

Cet échantillon a été prélevé sur affleurement. Cette unité est située au nord-ouest dans Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean, où elle forme des enclaves plurimétriques orientées selon la déformation locale. Les marbres sont essentiellement composés de calcite et d'olivine. Les grains sont de taille moyenne, leur texture est granoblastique. En surface altérée ce sont des roches blanches et les olivines ne sont conservés que dans les parties fraîches de la roche.

Description microscopique:

En lame mince la texture de cet échantillon est granoblastique (Planche 2.B). La calcite représente 82% de l'échantillon. Elle est légèrement fracturée et à bordure irrégulière avec de rares jonctions triples. Les cristaux mesurent de 1 à 3 mm. Les olivines, (15%), vert pâle sont arrondies et fracturées, et les grains ont de de 0.1 à 1 mm de diamètre. Les olivines sont en contact franc avec la calcite. Les fractures et les pourtours des grains d'olivine sont serpentinisés. La pyrite, (3%), xénomorphe, encercle partiellement l'olivine.

Les grains de pyrite mesurent de 0.1 à 0.5 mm. La phlogopite fibreuse (trace) est associée aux olivines et à la serpentine.

Interprétation

La texture granoblastique ainsi que l'absence de déformation structurale indiquent une recristallisation tardive complète des enclaves de marbres. En considérant la tectonique chevauchante décrite dans le chapitre précédent, cette lithologie témoigne de la présence de roches sédimentaires à la semelle de la Suite anorthositique de la zone étudiée.

3.4 La suite mafique et ultramafique

Fondamentalement, les différentes unités possèdent la même minéralogie. La différence de nomenclature provient essentiellement d'une variation dans le pourcentage des minéraux présents ainsi que d'une variation dans le degré d'altération. Dû à l'hétérogénéité des unités, les roches mafiques et ultramafiques se côtoient généralement sur un même affleurement. Le peu d'olivine dans ce secteur n'est pas uniquement le résultat d'un processus igné, mais il est dû au remplacement de l'olivine par des orthopyroxènes : ces réactions de remplacement approfondies dans la section 3.5 de ce chapitre. Le choix de la nomenclature a été fait selon la classification de Streckeisen (1976) à partir des observations pétrographiques. Afin d'alléger le texte, le préfixe méta- (ex : méta-leucogabbronorite à pyroxène et hornblende) ne sera pas employé.

3.4.1 Dunite

Description mégascopique :

Échantillon de tranchée (Nourricier A). Mésocumulat d'olivine massif à grains grossiers à mégacristiques contenant des amas de pyrrhotine et d'ilménite interstitiels et d'un peu de spinelle. L'altération crée une patine brunâtre alors que les surfaces fraîches montrent une couleur vert-olive. Des porphyroblastes centimétriques (1 à 1.5 cm) de grenat en contact entre les silicates et les sulfures ont été aperçus sur le terrain, mais ne sont pas présents dans la lame mince. Cependant, leur proportion n'excédait pas 3%.

Description microscopique:

Les cumulats d'olivine représentent 82% de la roche sous forme de mégacristaux >20 mm. Les olivines sont fracturées et faiblement serpentinisées. Les bordures des olivines sont fracturées et recristallisées avec quelques jonctions triples. La serpentine n'excède pas 5%. Les analyses de microsonde (tableau 3.1) donnent un contenu en Fo de 59%. Le contenu en Ni se situe systématiquement sous la limite de détection (ie. <0.02%).

Les phases interstitielles majeures sont l'ilménite et la pyrrhotine. L'ilménite forme 7% de la roche. Elle est xénomorphe, fracturée, sous forme de plages de 0.1 à 20 mm et présente des contacts interlobés avec les grains d'olivine mégacristique. Une remobilisation des oxydes contenant de petits cristaux d'olivine est également présente dans les fractures

Tableau 3.1. Composition des olivines

											Proportions atomiques sur une base de 4 oxygènes												
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Ni	Cr	Fo	Fa		
2349	35,78	0,00*	0,00	35,63	0,36	28,76	0,02	0,00	0,01	100,55	0,990	0,000	0,000	0,825	0,008	1,186	0,000	0,000	0,000	58,99	41,01		
	35,43	0,01	0,00	36,08	0,41	28,77	0,02	0,00	0,01	100,73	0,982	0,000	0,000	0,836	0,010	1,188	0,001	0,000	0,000	58,69	41,31		
Dunite	35,31	0,00	0,00	37,09	0,38	27,83	0,02	0,00	0,01	100,64	0,984	0,000	0,000	0,865	0,009	1,156	0,001	0,000	0,000	57,21	42,79		
	35,55	0,00	0,00	36,27	0,42	28,57	0,00	0,00	0,02	100,82	0,985	0,000	0,000	0,840	0,010	1,180	0,000	0,000	0,000	58,40	41,60		
	35,34	0,00	0,00	36,25	0,38	28,60	0,00	0,01	0,02	100,59	0,982	0,000	0,000	0,842	0,009	1,184	0,000	0,000	0,000	58,44	41,56		
	35,53	0,00	0,00	33,87	0,35	30,06	0,01	0,00	0,02	99,84	0,984	0,000	0,000	0,784	0,008	1,240	0,000	0,000	0,000	61,26	38,74		
	35,72	0,00	0,00	34,40	0,44	29,59	0,03	0,00	0,01	100,20	0,987	0,000	0,000	0,795	0,010	1,219	0,001	0,000	0,000	60,52	39,48		
	35,36	0,00	0,01	35,85	0,40	28,73	0,02	0,00	0,02	100,39	0,983	0,000	0,000	0,833	0,009	1,190	0,001	0,000	0,000	58,81	41,19		
n 8	35,50	0,00	0,00	35,68	0,39	28,86	0,01	0,00	0,01	100,47	0,985	0,000	0,000	0,828	0,009	1,193	0,000	0,000	0,000	59,04	40,96		
LH25	35,90	0,00	0,01	29,81	0,37	32,21	0,01	0,00	0,08	98,40	0,730	0,000	0,000	1,212	0,015	1,309	0,000	0,002	0,000	65,82	34,18		
	35,94	0,00	0,01	30,24	0,34	31,57	0,00	0,00	0,09	98,18	0,732	0,000	0,000	1,232	0,014	1,286	0,000	0,002	0,000	65,04	34,96		
Webstérite	35,72	0,00	0,00	30,37	0,35	31,54	0,02	0,00	0,09	98,07	0,728	0,000	0,000	1,238	0,014	1,286	0,001	0,002	0,000	64,92	35,08		
à olivine	36,20	0,00	0,00	29,75	0,35	31,78	0,00	0,00	0,08	98,16	0,738	0,000	0,000	1,212	0,014	1,295	0,000	0,002	0,000	65,57	34,43		
	36,21	0,00	0,01	29,16	0,34	32,50	0,00	0,00	0,06	98,27	0,737	0,000	0,000	1,187	0,014	1,323	0,000	0,002	0,000	66,52	33,48		
	36,03	0,00	0,02	28,91	0,36	32,88	0,01	0,00	0,07	98,28	0,733	0,000	0,001	1,177	0,014	1,338	0,000	0,002	0,000	66,96	33,04		
	36,15	0,00	0,02	28,66	0,36	32,89	0,00	0,00	0,06	98,14	0,737	0,000	0,001	1,168	0,015	1,340	0,000	0,002	0,000	67,16	32,84		
n 7	36,02	0,00	0,01	29,56	0,35	32,19	0,01	0,00	0,07	98,21	0,734	0,000	0,000	1,204	0,014	1,311	0,000	0,002	0,000	66,00	34,00		
LH23	35,22	0,00	0,00	32,51	0,37	30,02	0,00	0,00	0,04	98,17	0,718	0,000	0,000	1,325	0,015	1,223	0,000	0,001	0,000	62,20	37,80		
	35,85	0,01	0,01	32,55	0,32	30,01	0,00	0,00	0,03	98,78	0,726	0,000	0,000	1,318	0,013	1,215	0,000	0,001	0,000	62,17	37,83		
Norite	35,48	0,00	0,00	34,01	0,39	28,80	0,01	0,00	0,04	98,73	0,719	0,000	0,000	1,378	0,016	1,167	0,000	0,001	0,000	60,14	39,86		
à olivine	35,47	0,00	0,00	33,53	0,36	29,35	0,00	0,00	0,02	98,73	0,719	0,000	0,000	1,358	0,015	1,189	0,000	0,001	0,000	60,94	39,06		
	35,40	0,00	0,07	33,17	0,31	29,47	0,02	0,00	0,04	98,47	0,719	0,000	0,002	1,347	0,013	1,197	0,001	0,001	0,000	61,29	38,71		
	34,91	0,00	0,00	33,64	0,33	29,18	0,01	0,00	0,03	98,11	0,712	0,000	0,000	1,372	0,014	1,190	0,000	0,001	0,000	60,71	39,29		
	35,20	0,00	0,00	33,54	0,36	29,15	0,00	0,00	0,04	98,29	0,716	0,000	0,000	1,365	0,015	1,186	0,000	0,001	0,000	60,77	39,23		
	34,89	0,00	0,00	33,61	0,37	29,13	0,01	0,00	0,04	98,05	0,712	0,000	0,000	1,371	0,015	1,188	0,001	0,001	0,000	60,70	39,30		
n 8	35,30	0,00	0,01	33,32	0,35	29,39	0,01	0,00	0,03	98,42	0,717	0,000	0,000	1,354	0,014	1,194	0,000	0,001	0,000	61,11	38,89		
2349C	35,69	0,00	0,00	36,50	0,38	28,85	0,00	0,00	0,01	101,43	0,704	0,000	0,000	1,440	0,015	1,138	0,000	0,000	0,000	58,48	41,52		
Sulfure SM	35,43	0,00	0,01	36,57	0,39	28,82	0,02	0,00	0,02	101,25	0,700	0,000	0,000	1,445	0,016	1,139	0,001	0,001	0,000	58,41	41,59		
n 2	35,56	0,00	0,00	36,54	0,39	28,84	0,01	0,00	0,01	101,34	0,702	0,000	0,000	1,442	0,015	1,138	0,000	0,000	0,000	58,44	41,56		

* les données en italiques sont sous la limite de détection

de la roche. Du spinelle, vert (hercynite), 0.1 mm, xénomorphe accompagne les oxydes dans une proportion de 3%, il est sous forme de grains et de veinules. La pyrrhotine est présente dans une proportion de 7%. Elle est xénomorphe, sous forme de plages poecilitiques et sous forme de veinules, de 0.1 à 10 mm. Elle est très oxydée et se retrouve entre les cristaux d'olivine et dans les fractures de l'olivine et de l'ilménite. Des traces de chalcoppyrite xénomorphe en grains ou en veinules, sont aussi visibles dans la pyrrhotine ainsi que quelques traces de pentlandite en amas xénomorphes dans les fractures de la pyrrhotine. De rares petits grains xénomorphes (<1%), probablement de calcite, sont disséminés dans les oxydes et l'olivine. Des traces de micas blancs se trouvent au contact des minéraux opaques avec les silicates, leur faible quantité empêche une identification précise.

Interprétation

Cette lithologie est un cumulat à olivine intermédiaire. Le contact lobé entre l'olivine et l'ilménite suggère un co-précipitation des deux phases (Planche 3.A). Les fractures comblées d'oxydes et sulfures indiquent une remobilisation tectonique tardive.

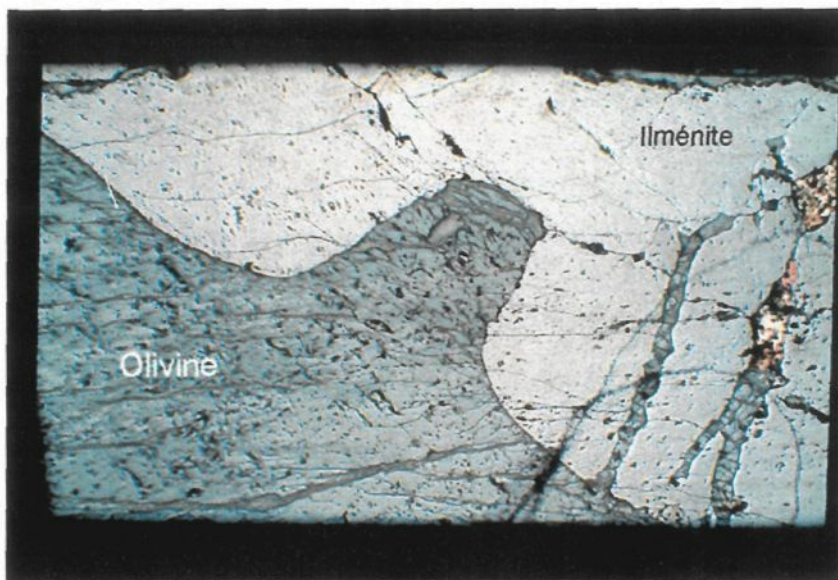


Planche 3.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'une péridotite (échantillon 2349). Contact lobé entre l'olivine et l'ilménite. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

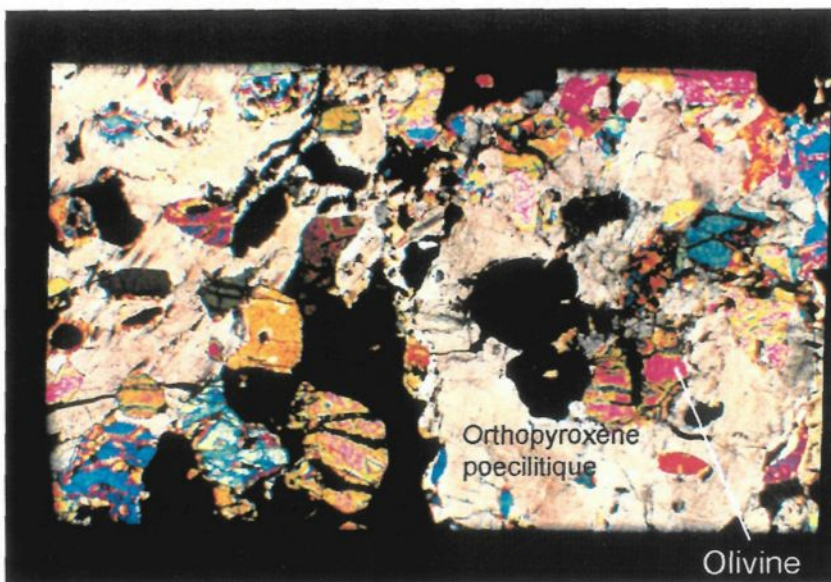


Planche 3.B. Microphotographie en lumière polarisée d'une webstérite à olivine (échantillon Lh25). Des phénocristaux d'orthopyroxène englobent l'olivine. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

3.4.2 *Webstérite à olivine coronitique*

Description mégascopique :

Cet échantillon a été prélevé dans un forage à une profondeur de 39.22m, il s'agit d'un mésocumulat à olivine et pyroxène coronitique avec comme phases interstitielles, l'ilménite-magnétite, la pyrrhotine et le spinelle. Il appartient à une zone litée de 56 mètres d'épaisseur apparente où des dunites, des péridotites et des gabbros à olivine s'alternent. Ces unités massives ont une granulométrie allant 3 à 10 mm. Les proportions d'olivine varient de 10 à 40% est leur taille n'excède pas 3mm, les plagioclases violacés représentent <5 à 90% des unités, leur taille varie de 6 à 10 mm. L'échantillon décrit ici a été prélevé sous un amas semi-massif de pyrrhotine et sa texture est massive et coronitique.

Description microscopique:

Les cumulats d'olivine représentent 23% de l'échantillon. L'olivine mesure de 0.7 à 2.5 mm, elle est contenue dans de l'hypersthène poécilitique et dans de l'augite sous forme de grains arrondis. On la retrouve également sous forme de grands cristaux hypidiomorphes oxydés (1%), serpentinisés (trace), entourés d'une double couronne d'orthopyroxène et d'amphibole verte contenant du spinelle métamorphique. Les analyses de microsonde (tableau 3.1) donnent un contenu en Fo de 66%. Le contenu en Ni se situe systématiquement sous la limite de détection (ie. <0.02%).

Les orthopyroxènes magmatiques (11%), sont sous forme de phénocristaux poécilitiques (Planche 3.B) et mesurent de 4 à 6 mm. Le contenu en enstatite (En) déterminé par la microsonde ne permet pas de distinguer l'orthopyroxène magmatique de l'orthopyroxène métamorphique. Leur contenu moyen est de 71% En (tableau 3.2). Les clinopyroxènes magmatiques (5%) sont des cristaux hypidiomorphes, de 0.5 à 2 mm, appartenant à la phase cumulat et cernés d'une couronne d'amphibole verte.

Les phases interstitielles majeures sont l'ilménite, la magnétite, la pyrrhotine et le spinelle. L'ilménite et la magnétite (5%) sont xénomorphes, elles forment de petits amas <1 mm, généralement cernée de biotite. La pyrrhotine (1%) xénomorphe est disséminée entre les phases cumulus et tout comme l'ilménite, sa taille n'excède pas 1 mm. Le spinelle (<1%), d'origine magmatique a cristallisé au contact de l'ilménite, sa taille est inférieure à 0.3 mm.

Les minéraux de cristallisation sub-solidus et métamorphiques sont par ordre d'abondance, l'amphibole, l'orthopyroxène, la biotite et le spinelle. L'amphibole verte est très abondante (31%), elle possède des macles polysynthétiques et a été identifiée comme étant de la cummingtonite, elle se situe dans la zone externe des couronnes. Les orthopyroxènes (20%) de cristallisation sub-solidus sont xénomorphes, en couronne autour de l'olivine. Lorsque l'olivine est entièrement détruite, il ne subsiste qu'un cœur d'orthopyroxène avec une large couronne d'amphibole verte. La biotite (2%) est associée

Tableau 3.2. Composition des pyroxènes ferromagnésiens

													Proportions atomiques sur une base de 6 oxygènes												
		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Cr2O3	NiO	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr	Ni	En	Fs	
LH25	CxP	52,60	0,14	2,91	18,59	0,35	25,35	0,51	0,01	0,06	0,01	100,55	1,915	0,004	0,125	0,566	0,011	1,375	0,020	0,001	0,002	0,000	70,84	29,16	
	CxP	51,60	0,70	3,53	17,38	0,31	24,55	1,99	0,52	0,05	0,01	100,64	1,881	0,019	0,152	0,530	0,010	1,334	0,078	0,037	0,001	0,000	71,57	28,43	
	CxP	52,36	0,04	3,22	18,38	0,35	25,52	0,26	0,00	0,06	0,01	100,20	1,909	0,001	0,138	0,560	0,011	1,387	0,010	0,000	0,002	0,000	71,22	28,78	
	CxP	53,93	0,01*	0,98	18,56	0,37	26,00	0,26	0,00	0,01	0,01	100,14	1,967	0,000	0,042	0,566	0,011	1,413	0,010	0,000	0,000	0,000	71,39	28,61	
	CxP	52,41	0,35	2,99	18,76	0,35	25,31	0,29	0,00	0,07	0,01	100,54	1,909	0,010	0,128	0,571	0,011	1,374	0,011	0,000	0,002	0,000	70,63	29,37	
	CxP	52,41	0,07	3,19	18,48	0,36	25,43	0,24	0,01	0,07	0,02	100,28	1,911	0,002	0,137	0,564	0,011	1,381	0,009	0,001	0,002	0,000	71,03	28,97	
Webstérite à olivine	CxP	52,66	0,07	3,16	18,25	0,34	25,34	0,30	0,00	0,08	0,02	100,23	1,918	0,002	0,136	0,556	0,011	1,375	0,012	0,000	0,002	0,000	71,21	28,79	
	n 7	52,57	0,20	2,85	18,34	0,35	25,36	0,55	0,08	0,06	0,01	100,37	1,916	0,005	0,123	0,559	0,011	1,377	0,021	0,005	0,002	0,000	71,13	28,87	
2568C	Cx	52,63	0,05	1,87	22,67	0,43	23,59	0,17	0,02	0,00	0,00	101,41	1,934	0,001	0,081	0,697	0,013	1,292	0,007	0,001	0,000	0,000	64,96	35,04	
	Cx	53,02	0,04	1,74	22,64	0,48	23,88	0,17	0,01	0,01	0,01	101,99	1,936	0,001	0,075	0,691	0,015	1,299	0,007	0,001	0,000	0,000	65,27	34,73	
	Webstérite	Cx	53,33	0,02	1,57	22,48	0,41	23,69	0,22	0,01	0,03	0,01	101,77	1,949	0,000	0,068	0,687	0,013	1,290	0,008	0,001	0,001	0,000	65,25	34,75
	Cx	52,48	0,03	2,37	22,03	0,39	23,91	0,19	0,00	0,01	0,02	101,44	1,922	0,001	0,102	0,675	0,012	1,305	0,008	0,000	0,000	0,000	65,91	34,09	
	Cx	51,84	0,09	3,71	20,20	0,35	22,41	1,59	0,32	0,03	0,01	100,55	1,908	0,002	0,161	0,622	0,011	1,229	0,063	0,023	0,001	0,000	66,42	33,58	
	Cx	52,93	0,06	2,32	22,34	0,42	23,40	0,43	0,04	0,01	0,01	101,96	1,931	0,002	0,100	0,682	0,013	1,272	0,017	0,003	0,000	0,000	65,11	34,89	
	Cx	52,56	0,19	2,89	21,15	0,40	22,42	1,70	0,17	0,02	0,01	101,52	1,923	0,005	0,125	0,647	0,013	1,223	0,067	0,012	0,001	0,000	65,39	34,61	
	Cx	52,41	0,12	2,74	21,95	0,44	22,35	0,91	0,22	0,01	0,02	101,16	1,928	0,003	0,119	0,675	0,014	1,225	0,036	0,015	0,000	0,000	64,47	35,53	
	Cx	53,21	0,04	1,31	22,86	0,42	23,29	0,29	0,00	0,01	0,03	101,44	1,955	0,001	0,057	0,703	0,013	1,275	0,011	0,000	0,000	0,000	64,47	35,53	
	Cx	53,15	0,05	2,10	22,57	0,44	23,35	0,19	0,00	0,02	0,01	101,89	1,940	0,001	0,090	0,689	0,014	1,270	0,007	0,000	0,000	0,000	64,84	35,16	
	Cx	52,30	0,08	2,35	22,88	0,45	22,78	0,18	0,01	0,03	0,02	101,06	1,930	0,002	0,102	0,706	0,014	1,253	0,007	0,001	0,001	0,000	63,95	36,05	
	Cx	52,55	0,11	2,28	22,94	0,45	22,67	0,48	0,05	0,01	0,01	101,56	1,932	0,003	0,099	0,705	0,014	1,242	0,019	0,004	0,000	0,000	63,77	36,23	
	n 12		52,70	0,07	2,27	22,23	0,42	23,14	0,54	0,07	0,02	0,01	101,48	1,932	0,002	0,098	0,682	0,013	1,265	0,021	0,005	0,000	0,000	64,99	35,01
	2396A	Cx	50,01	0,23	4,62	20,98	0,49	18,92	3,38	0,43	0,00	0,01	99,07	1,890	0,007	0,206	0,663	0,016	1,066	0,137	0,031	0,000	0,000	61,64	38,36
		Cx	51,67	0,05	2,35	23,63	0,53	22,04	0,35	0,01	0,01	0,00	100,63	1,925	0,001	0,103	0,736	0,017	1,224	0,014	0,001	0,000	0,000	62,44	37,56
Pyroxénite à hornblende		Cx	51,15	0,68	2,67	24,06	0,53	21,92	0,27	0,02	0,00	101,30	1,899	0,019	0,117	0,747	0,017	1,213	0,011	0,001	0,000	0,000	61,88	38,12	
Cx		50,50	0,22	4,12	21,37	0,54	20,35	2,44	0,39	0,00	0,03	99,96	1,890	0,006	0,182	0,669	0,017	1,135	0,098	0,028	0,000	0,001	62,93	37,07	
Cx		51,50	0,36	2,60	23,68	0,56	21,96	0,32	0,02	0,01	0,01	101,01	1,913	0,010	0,114	0,736	0,018	1,216	0,013	0,001	0,000	0,000	62,30	37,70	
Cx		51,03	0,24	2,48	24,47	0,60	21,44	0,31	0,00	0,00	0,01	100,58	1,913	0,007	0,110	0,767	0,019	1,198	0,013	0,000	0,000	0,000	60,96	39,04	
Cx		51,40	0,04	2,33	24,00	0,53	21,68	0,39	0,00	0,00	0,01	100,37	1,925	0,001	0,103	0,752	0,017	1,210	0,016	0,000	0,000	0,000	61,68	38,32	
Cx		50,53	0,47	3,44	23,52	0,56	20,01	1,71	0,27	0,00	0,00	100,52	1,896	0,013	0,152	0,738	0,018	1,119	0,069	0,020	0,000	0,000	60,25	39,75	
Cx		51,75	0,07	2,12	24,10	0,61	21,54	0,36	0,02	0,01	0,00	100,58	1,934	0,002	0,093	0,753	0,019	1,200	0,014	0,002	0,000	0,000	61,42	38,58	
Cx		52,00	0,03	1,69	24,61	0,61	21,13	0,35	0,00	0,00	0,00	100,42	1,950	0,001	0,075	0,772	0,019	1,181	0,014	0,000	0,000	0,000	60,48	39,52	
Cx		51,81	0,07	2,17	23,39	0,62	21,08	1,26	0,07	0,00	0,01	100,48	1,937	0,002	0,096	0,731	0,020	1,175	0,050	0,005	0,000	0,000	61,63	38,37	
Cx		51,55	0,05	2,43	24,18	0,62	21,39	0,62	0,04	0,00	0,00	100,88	1,924	0,001	0,107	0,754	0,020	1,189	0,025	0,003	0,000	0,000	61,18	38,82	
Cx		51,93	0,01	2,01	24,18	0,58	21,82	0,33	0,00	0,00	0,00	100,86	1,935	0,000	0,088	0,753	0,018	1,212	0,013	0,000	0,000	0,000	61,66	38,34	
Cx		52,56	0,05	1,63	23,04	0,55	22,59	0,28	0,00	0,00	0,00	100,69	1,949	0,001	0,071	0,715	0,017	1,249	0,011	0,000	0,000	0,000	63,61	36,39	
Cx		50,79	0,13	3,36	23,39	0,54	20,60	1,36	0,19	0,00	0,01	100,37	1,903	0,004	0,149	0,733	0,017	1,151	0,055	0,013	0,000	0,000	61,08	38,92	
n 15		51,34	0,18	2,67	23,51	0,56	21,23	0,91	0,10	0,00	0,01	100,51	1,919	0,005	0,118	0,735	0,018	1,182	0,037	0,007	0,000	0,000	61,68	38,32	

* les données en italiques sont sous la limite de détection

CxP: cristaux poecilittiques Cx: phénocristaux; Cour.: couronne.

Tableau 3.2. Composition des pyroxènes ferromagnésiens

													Proportions atomiques sur une base de 6 oxygènes													
		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Cr2O3	NiO	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr	Ni	En	Fs		
LH23	Cx	51,44	0,09	3,87	19,79	0,34	23,54	0,29	0,01	0,00	0,01	99,37	1,904	0,002	0,169	0,613	0,011	1,299	0,011	0,001	0,000	0,000	67,95	32,05		
	Cx	51,41	0,19	3,83	19,87	0,34	23,88	0,81	0,05	0,01	0,01	100,39	1,889	0,005	0,166	0,610	0,010	1,308	0,032	0,003	0,000	0,000	68,18	31,82		
	Cx	50,67	0,47	4,83	18,56	0,28	22,71	2,06	0,66	0,01	0,02	100,26	1,864	0,013	0,209	0,571	0,009	1,245	0,081	0,047	0,000	0,000	68,55	31,45		
	Cour.	53,25	0,00	1,81	s	0,38	25,11	0,19	0,02	0,00	0,02	101,04	1,941	0,000	0,078	0,618	0,012	1,364	0,007	0,001	0,000	0,000	68,82	31,18		
	Cour.	52,57	0,05	2,67	20,01	0,30	24,97	0,18	0,00	0,00	0,01	100,75	1,919	0,001	0,115	0,611	0,009	1,359	0,007	0,000	0,000	0,000	68,98	31,02		
	Cour.	52,42	0,01	2,42	20,21	0,36	24,80	0,16	0,01	0,00	0,00	100,38	1,924	0,000	0,105	0,620	0,011	1,357	0,006	0,000	0,000	0,000	68,63	31,37		
	Cour.	52,84	0,03	2,06	20,10	0,33	24,95	0,27	0,00	0,00	0,01	100,58	1,934	0,001	0,089	0,615	0,010	1,361	0,010	0,000	0,000	0,000	68,87	31,13		
	Cx	51,50	0,12	3,89	20,72	0,33	23,59	0,66	0,04	0,00	0,01	100,85	1,889	0,003	0,168	0,636	0,010	1,290	0,026	0,003	0,000	0,000	66,98	33,02		
	Cour.	53,12	0,00	1,56	20,49	0,31	24,77	0,26	0,00	0,00	0,01	100,51	1,948	0,000	0,067	0,628	0,010	1,354	0,010	0,000	0,000	0,000	68,29	31,71		
	Cour.	52,61	0,02	2,71	20,12	0,31	24,91	0,15	0,00	0,00	0,01	100,84	1,920	0,001	0,117	0,614	0,010	1,355	0,006	0,000	0,000	0,000	68,81	31,19		
n 10		52,18	0,10	2,96	20,01	0,33	24,32	0,50	0,08	0,00	0,01	100,50	1,913	0,003	0,128	0,614	0,010	1,329	0,020	0,006	0,000	0,000	68,41	31,59		
2567B2	Cx	52,09	0,01	1,51	24,53	0,49	20,69	0,31	0,00	0,01	0,00	99,65	1,966	0,000	0,067	0,774	0,016	1,164	0,013	0,000	0,000	0,000	60,06	39,94		
	Cx	52,02	0,04	1,68	23,98	0,48	21,42	0,89	0,05	0,02	0,02	100,60	1,945	0,001	0,074	0,750	0,015	1,194	0,036	0,004	0,000	0,000	61,42	38,58		
Méla- gabbbronorite	Cx	51,42	0,87	1,39	25,44	0,00	21,28	0,24	0,00	0,01	0,00	100,65	1,930	0,024	0,061	0,799	0,000	1,191	0,010	0,000	0,000	0,000	59,85	40,15		
	Cx	52,40	0,03	1,43	24,76	0,03	21,74	0,28	0,00	0,00	0,00	100,67	1,955	0,001	0,063	0,773	0,001	1,209	0,011	0,000	0,000	0,000	61,00	39,00		
	Cx	51,94	0,06	1,90	24,45	0,00	21,43	0,50	0,02	0,00	0,01	100,30	1,944	0,002	0,084	0,765	0,000	1,196	0,020	0,002	0,000	0,000	60,97	39,03		
	Cx	50,85	0,05	1,67	24,09	0,01	21,69	0,55	0,02	0,01	0,01	98,94	1,933	0,001	0,075	0,766	0,000	1,229	0,022	0,002	0,000	0,000	61,61	38,39		
	Cx	51,91	0,53	1,90	23,79	0,48	21,63	0,79	0,03	0,00	0,01	101,07	1,930	0,015	0,083	0,740	0,015	1,198	0,031	0,002	0,000	0,000	61,83	38,17		
	Cx	52,60	0,03	1,35	24,63	0,50	21,56	0,42	0,04	0,00	0,02	101,14	1,957	0,001	0,059	0,766	0,016	1,195	0,017	0,003	0,000	0,000	60,93	39,07		
	Cx	52,23	0,06	2,02	24,11	0,48	22,06	0,32	0,00	0,00	0,01	101,28	1,936	0,002	0,088	0,747	0,015	1,218	0,013	0,000	0,000	0,000	61,98	38,02		
	Cx	52,07	0,05	1,96	23,57	0,48	20,92	1,77	0,02	0,00	0,04	100,89	1,941	0,002	0,086	0,735	0,015	1,163	0,071	0,001	0,000	0,001	61,26	38,74		
	Cx	52,43	0,06	1,68	23,83	0,47	22,35	0,24	0,00	0,00	0,01	101,06	1,944	0,002	0,073	0,739	0,015	1,235	0,009	0,000	0,000	0,000	62,56	37,44		
	Cx	51,55	0,67	1,86	23,67	0,57	21,90	0,77	0,02	0,00	0,02	101,03	1,919	0,019	0,081	0,737	0,018	1,215	0,031	0,001	0,000	0,000	62,25	37,75		
	Cx	51,99	0,05	1,52	24,94	0,59	20,98	0,64	0,03	0,01	0,01	100,76	1,948	0,001	0,067	0,782	0,019	1,172	0,026	0,002	0,000	0,000	59,99	40,01		
	Cx	51,82	0,03	1,47	26,16	0,60	20,18	0,36	0,02	0,00	0,01	100,65	1,954	0,001	0,065	0,825	0,019	1,134	0,014	0,001	0,000	0,000	57,88	42,12		
	Cx	51,58	0,09	1,96	24,61	0,54	20,05	1,43	0,12	0,00	0,00	100,37	1,943	0,002	0,087	0,775	0,017	1,125	0,058	0,009	0,000	0,000	59,21	40,79		
	n 15		51,93	0,18	1,69	24,44	0,38	21,33	0,63	0,02	0,00	0,01	100,60	1,943	0,005	0,074	0,765	0,012	1,189	0,025	0,002	0,000	0,000	60,85	39,15	

* les données en italiques sont sous la limite de détection

CxP: cristaux poecilites Cx: phénocristaux; Cour.: couronne.

Tableau 3.2. Composition des pyroxènes ferromagnésiens

													Proportions atomiques sur une base de 6 oxygènes												
		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Cr2O3	NiO	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr	Ni	En	Fs	
2568A	Cx	51,91	0,05	1,19	26,42	0,92	19,77	0,50	0,00	0,00	0,01	100,76	1,961	0,001	0,053	0,834	0,030	1,112	0,020	0,000	0,000	0,000	57,14	42,86	
	Cx	51,42	0,04	1,49	26,68	0,97	19,63	0,37	0,01	0,00	0,00	100,61	1,949	0,001	0,067	0,845	0,031	1,108	0,015	0,001	0,000	0,000	56,73	43,27	
	Leuco-gabbronorite	Cx	51,77	0,03	1,12	26,62	0,97	19,62	0,36	0,00	0,00	0,00	100,49	1,963	0,001	0,050	0,844	0,031	1,108	0,015	0,000	0,000	0,000	56,77	43,23
		Cx	51,76	0,04	1,16	26,95	0,90	19,39	0,47	0,01	0,00	0,01	100,68	1,961	0,001	0,052	0,854	0,029	1,095	0,019	0,001	0,000	0,000	56,18	43,82
		Cx	51,67	0,05	1,59	26,64	0,97	19,34	0,83	0,05	0,01	0,01	101,16	1,949	0,001	0,071	0,840	0,031	1,087	0,033	0,004	0,000	0,000	56,40	43,60
		Cx	51,75	0,05	1,41	26,67	1,02	19,70	0,58	0,03	0,00	0,01	101,22	1,950	0,002	0,063	0,840	0,032	1,106	0,024	0,002	0,000	0,000	56,83	43,17
		Cx	51,86	0,03	1,21	26,73	0,90	19,68	0,45	0,01	0,00	0,00	100,86	1,959	0,001	0,054	0,844	0,029	1,108	0,018	0,001	0,000	0,000	56,75	43,25
		Cx	51,88	0,03	1,36	26,57	0,95	19,59	0,54	0,03	0,00	0,02	100,96	1,957	0,001	0,060	0,838	0,030	1,101	0,022	0,002	0,000	0,000	56,78	43,22
		Cx	51,85	0,02	1,21	26,54	0,72	19,93	0,66	0,00	0,01	0,00	100,94	1,955	0,001	0,054	0,837	0,023	1,120	0,026	0,000	0,000	0,000	57,23	42,77
		Cx	52,07	0,01	1,12	26,99	0,89	19,66	0,39	0,01	0,00	0,00	101,14	1,962	0,000	0,050	0,851	0,028	1,105	0,016	0,001	0,000	0,000	56,49	43,51
		Cx	51,60	0,04	1,10	27,12	0,90	19,42	0,42	0,01	0,00	0,01	100,62	1,959	0,001	0,049	0,861	0,029	1,099	0,017	0,000	0,000	0,000	56,06	43,94
		Cx	51,79	0,09	1,57	25,98	0,79	19,89	0,82	0,04	0,00	0,01	100,99	1,949	0,002	0,070	0,818	0,025	1,115	0,033	0,003	0,000	0,000	57,70	42,30
n 12	51,78	0,04	1,29	26,66	0,91	19,63	0,53	0,02	0,00	0,01	100,87	1,956	0,001	0,058	0,842	0,029	1,105	0,022	0,001	0,000	0,000	56,76	43,24		
2390	Cx	51,39	0,02	2,53	22,83	0,52	20,86	1,01	0,02	0,01	0,00	99,18	1,939	0,001	0,113	0,720	0,017	1,173	0,041	0,002	0,000	0,000	61,95	38,05	
	Cx	51,89	0,05	1,98	24,51	0,57	21,17	0,43	0,04	0,00	0,00	100,64	1,941	0,001	0,087	0,767	0,018	1,180	0,017	0,003	0,000	0,000	60,62	39,38	
	Mélagabbro	Cx	51,54	0,04	2,81	23,63	0,57	21,23	0,81	0,08	0,00	0,01	100,72	1,921	0,001	0,124	0,737	0,018	1,180	0,032	0,005	0,000	0,000	61,56	38,44
		Cx	51,47	0,07	2,24	24,57	0,59	20,53	0,84	0,01	0,00	0,00	100,31	1,936	0,002	0,099	0,773	0,019	1,150	0,034	0,000	0,000	0,000	59,82	40,18
		Cx	52,44	0,04	2,18	23,72	0,58	21,97	0,32	0,00	0,00	0,00	101,26	1,940	0,001	0,095	0,734	0,018	1,211	0,013	0,000	0,000	0,000	62,27	37,73
		Cx	52,66	0,06	2,31	22,77	0,57	22,16	0,83	0,08	0,00	0,00	101,43	1,938	0,002	0,100	0,701	0,018	1,215	0,033	0,005	0,000	0,000	63,42	36,58
		Cx	52,38	0,46	2,23	23,43	0,56	22,13	0,32	0,01	0,01	0,00	101,53	1,930	0,013	0,097	0,722	0,017	1,216	0,013	0,001	0,000	0,000	62,74	37,26
		Cx	52,33	0,06	1,38	26,06	0,68	20,46	0,41	0,00	0,00	0,00	101,38	1,956	0,002	0,061	0,815	0,022	1,140	0,016	0,000	0,000	0,000	58,31	41,69
		Cx	52,60	0,18	1,39	25,12	0,62	21,19	0,36	0,02	0,00	0,01	101,50	1,955	0,005	0,061	0,781	0,020	1,173	0,014	0,001	0,000	0,000	60,05	39,95
		Cx	52,12	0,04	1,75	25,50	0,68	20,78	0,37	0,04	0,01	0,01	101,31	1,946	0,001	0,077	0,796	0,022	1,156	0,015	0,003	0,000	0,000	59,22	40,78
		Cx	50,78	0,18	3,14	24,44	0,61	19,89	1,22	0,18	0,01	0,00	100,44	1,911	0,005	0,139	0,769	0,020	1,115	0,049	0,013	0,000	0,000	59,19	40,81
		Cx	51,42	0,05	2,65	25,05	0,59	21,16	0,33	0,01	0,01	0,01	101,28	1,917	0,002	0,116	0,781	0,019	1,176	0,013	0,001	0,000	0,000	60,08	39,92
n 12	51,92	0,10	2,22	24,30	0,60	21,13	0,60	0,04	0,00	0,00	100,91	1,936	0,003	0,097	0,758	0,019	1,174	0,024	0,003	0,000	0,000	60,77	39,23		
2567A	Cx	52,79	0,02	0,50	25,47	0,52	21,53	0,44	0,00	0,00	0,00	101,26	1,970	0,001	0,022	0,795	0,016	1,197	0,017	0,000	0,000	0,000	60,10	39,90	
	Cx	52,80	0,03	0,82	25,61	0,55	21,28	0,45	0,00	0,00	0,01	101,54	1,965	0,001	0,036	0,797	0,017	1,181	0,018	0,000	0,000	0,000	59,69	40,31	
	Leucogabbro à	Cx	52,42	0,04	0,88	25,29	0,61	21,23	0,47	0,00	0,00	0,00	100,95	1,962	0,001	0,039	0,792	0,019	1,185	0,019	0,000	0,000	0,000	59,94	40,06
		Cx	52,62	0,03	0,92	25,02	0,63	21,44	0,35	0,00	0,00	0,01	101,02	1,965	0,001	0,041	0,781	0,020	1,193	0,014	0,000	0,000	0,000	60,43	39,57
		Cx	52,56	0,05	0,76	25,30	0,52	21,58	0,41	0,00	0,00	0,00	101,17	1,962	0,001	0,033	0,790	0,016	1,200	0,016	0,000	0,000	0,000	60,31	39,69
		Cx	52,45	0,04	0,88	25,43	0,53	21,27	0,35	0,01	0,00	0,00	100,95	1,963	0,001	0,039	0,796	0,017	1,186	0,014	0,001	0,000	0,000	59,85	40,15
		Cx	52,29	0,03	1,17	25,38	0,57	21,04	0,45	0,01	0,00	0,00	100,94	1,958	0,001	0,051	0,795	0,018	1,174	0,018	0,001	0,000	0,000	59,64	40,36
		Cx	52,19	0,03	1,66	24,83	0,61	21,28	0,47	0,02	0,00	0,00	101,09	1,946	0,001	0,073	0,774	0,019	1,183	0,019	0,002	0,000	0,000	60,43	39,57
		Cx	51,88	0,20	1,79	24,99	0,64	21,18	0,45	0,01	0,00	0,01	101,15	1,937	0,006	0,079	0,780	0,020	1,178	0,018	0,001	0,000	0,000	60,16	39,84
		Cx	52,49	0,04	1,18	24,77	0,63	21,39	0,37	0,00	0,00	0,01	100,89	1,960	0,001	0,052	0,774	0,020	1,191	0,015	0,000	0,000	0,000	60,61	39,39
		Cx	52,22	0,06	1,40	24,79	0,63	21,42	0,39	0,00	0,03	0,00	100,94	1,950	0,002	0,062	0,774	0,020	1,192	0,016	0,000	0,001	0,000	60,62	39,38
		n 11	52,43	0,05	1,09	25,17	0,58	21,33	0,42	0,00	0,00	0,00	101,08	1,958	0,001	0,048	0,786	0,018	1,187	0,017	0,000	0,000	0,000	60,16	39,84

* les données en italiques sont sous la limite de détection

CxP: cristaux poeciliques Cx: phénocristaux; Cour.: couronne.

Tableau 3.2. Composition des pyroxènes ferromagnésiens

													Proportions atomiques sur une base de 6 oxygènes														
		SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Cr2O3	NiO	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr	Ni	En	Fs			
2349C																											
Sulfure SM	Cour.	53,67	0,01	1,05	20,95	0,38	24,82	0,20	0,00	0,01	0,00	101,09	1,961	0,000	0,045	0,640	0,012	1,351	0,008	0,000	0,000	0,000	67,86	32,14			
	n 1	53,67	0,01	1,05	20,95	0,38	24,82	0,20	0,00	0,01	0,00	101,09	1,961	0,000	0,045	0,640	0,012	1,351	0,008	0,000	0,000	0,000	67,86	32,14			
689841	Cx	52,62	0,26	1,52	18,51	0,36	25,24	0,16	0,00	0,01	0,00	98,67	1,950	0,007	0,066	0,574	0,011	1,394	0,006	0,000	0,000	0,000	70,84	29,16			
	Cx	52,63	0,04	2,25	17,35	0,29	25,95	0,13	0,00	0,01	0,00	98,65	1,939	0,001	0,098	0,534	0,009	1,425	0,005	0,000	0,000	0,000	72,73	27,27			
Sulfure SM	Cx	52,66	0,02	1,79	17,72	0,32	25,57	0,26	0,01	0,02	0,01	98,37	1,950	0,001	0,078	0,549	0,010	1,411	0,010	0,001	0,001	0,000	72,00	28,00			
	Cx	52,41	0,06	1,54	18,09	0,34	25,69	0,16	0,00	0,00	0,01	98,30	1,947	0,002	0,067	0,562	0,011	1,422	0,006	0,000	0,000	0,000	71,67	28,33			
	Cx	52,02	0,05	1,97	18,38	0,35	24,90	0,59	0,09	0,01	0,02	98,38	1,937	0,001	0,086	0,572	0,011	1,382	0,024	0,006	0,000	0,000	70,71	29,29			
	n 5	52,47	0,09	1,81	18,01	0,33	25,47	0,26	0,02	0,01	0,01	98,48	1,945	0,002	0,079	0,558	0,010	1,407	0,010	0,001	0,000	0,000	71,59	28,41			
690741	Cx	52,25	0,10	3,45	18,12	0,33	24,15	1,65	0,41	0,01	0,01	100,49	1,907	0,003	0,149	0,553	0,010	1,314	0,065	0,029	0,000	0,000	70,37	29,63			
	Cx	52,80	0,07	2,63	19,16	0,33	25,13	0,46	0,07	0,01	0,00	100,65	1,924	0,002	0,113	0,584	0,010	1,364	0,018	0,005	0,000	0,000	70,03	29,97			
Sulfure SM	Cx	52,75	0,06	2,69	19,64	0,35	25,46	0,15	0,00	0,00	0,02	101,13	1,916	0,002	0,115	0,596	0,011	1,378	0,006	0,000	0,000	0,000	69,79	30,21			
	Cx	52,70	0,83	2,13	19,19	0,35	25,58	0,60	0,11	0,03	0,02	101,53	1,909	0,022	0,091	0,581	0,011	1,381	0,023	0,008	0,001	0,000	70,37	29,63			
	Cx	53,03	0,03	2,65	19,27	0,35	25,61	0,17	0,00	0,03	0,00	101,13	1,922	0,001	0,113	0,584	0,011	1,383	0,006	0,000	0,001	0,000	70,31	29,69			
	Cx	53,45	0,04	2,17	18,75	0,36	26,05	0,22	0,01	0,04	0,01	101,07	1,933	0,001	0,092	0,567	0,011	1,404	0,008	0,000	0,001	0,000	71,23	28,77			
	Cx	53,79	0,00	1,39	20,08	0,38	25,35	0,17	0,00	0,00	0,00	101,15	1,955	0,000	0,060	0,610	0,012	1,373	0,007	0,000	0,000	0,000	69,23	30,77			
	Cx	53,91	0,01	1,25	19,90	0,38	25,81	0,17	0,00	0,02	0,00	101,44	1,953	0,000	0,053	0,603	0,012	1,393	0,007	0,000	0,000	0,000	69,80	30,20			
	Cx	53,26	0,05	2,62	19,46	0,34	25,49	0,18	0,00	0,01	0,01	101,42	1,925	0,001	0,111	0,588	0,011	1,373	0,007	0,000	0,000	0,000	70,01	29,99			
	Cx	52,67	0,04	3,10	19,07	0,32	25,12	0,72	0,14	0,00	0,01	101,20	1,910	0,001	0,133	0,578	0,010	1,358	0,028	0,009	0,000	0,000	70,12	29,88			
	Cx	52,46	0,05	2,88	20,58	0,36	24,42	0,18	0,00	0,00	0,00	100,92	1,917	0,001	0,124	0,629	0,011	1,330	0,007	0,000	0,000	0,000	67,89	32,11			
	Cx	53,74	0,02	1,21	20,60	0,37	25,02	0,19	0,00	0,02	0,01	101,18	1,957	0,001	0,052	0,628	0,012	1,358	0,007	0,000	0,001	0,000	68,40	31,60			
	Cx	51,36	0,18	4,96	17,59	0,33	21,70	2,42	0,32	0,03	0,00	98,88	1,902	0,005	0,217	0,545	0,010	1,198	0,096	0,023	0,001	0,000	68,74	31,26			
	n 13	52,94	0,11	2,55	19,34	0,35	24,99	0,56	0,08	0,01	0,01	100,94	1,925	0,003	0,109	0,588	0,011	1,354	0,022	0,006	0,000	0,000	69,72	30,28			

* les données en italiques sont sous la limite de détection

CxP: cristaux poecilitiques Cx: phénocristaux; Cour.: couronne.

aux oxydes, en bordure desquels elle forme de petits amas. Elle se présente généralement en petits cristaux inférieurs à 0.5 mm. Le spinelle (<1%), d'origine métamorphique, est associé aux couronnes externes d'amphiboles. Comme les remplacements de l'olivine par de l'orthopyroxène l'indiquent, cet échantillon était originellement une péridotite.

Interprétation

Les observations faites sur la lame mince permettent de proposer l'ordre de cristallisation suivant : Ol – Opx – Cpx - Opaques. Le développement de couronnes autour des olivines est fréquent lors du refroidissement sub-solidus des magmas (Yardley, 1989).

3.4.3 Pyroxénite

Description macroscopique :

Ces échantillons ont été prélevés sur des affleurements ainsi que dans une section de forage. Les webstérites et les pyroxénites (clino- et ortho-) sont des mésocumulats à pyroxène coronitique et plus rarement des adcumulats. Ces roches forment des unités de morphologies et d'épaisseurs variables (15 cm à >1m) généralement encaissées dans des gabbros et/ou norites, mélanocrates et leucocrates

La granulométrie des pyroxènes varie de grains moyens (1 à 2 mm) à grains mégacristiques (> 40 mm). La couleur de ces roches en surface altérée est vert sombre. Dépendamment de la localisation des échantillons, une ouralitisaiton plus ou moins

importante est visible macroscopiquement. Des couronnes d'amphiboles vertes et de biotite se développent autour de la phase cumulus. Quand le remplacement des pyroxènes excède 20%, les pyroxénites passent à des hornblendites à pyroxène. La phase intercumulus contient des plagioclases altérés ainsi que de l'ilménite et des sulfures. Une contamination par un granitoïde charnockitique est visible dans les échantillons de hornblendite à pyroxène qui sont aux abords du granitoïde (2188C1).

Description microscopique:

La fraction féimique représente 93 à 100% des échantillons observés, elle est composée d'hypersthène, de clinopyroxène, de hornblende verte et plus localement de cummingtonite, de biotite, d'ilménite et localement de sulfures (pyrrhotine, chalcopryrite, pyrite). La fraction felsique (<7%) se compose de plagioclase, d'apatite, de quartz, de calcite et de zircon.

Les phases cumulus sont l'orthopyroxène et le clinopyroxène. L'abondance du clinopyroxène est variable, de 0 à 83% et celle de l'orthopyroxène (hypersthène) varie entre 0 et 80%. Du degré d'altération et de métamorphisme dépend la morphologie des minéraux, les moins altérés sont idiomorphes à hypidiomorphes, de 0.5 à 20 mm de diamètre, à kink et/ou à extinction roulante provoquée par la torsion interne des cristaux (Planche 4.A et B), ouralitisés le long des clivages et fracturés. Des bandes brunâtres d'altération le long d'un plan de clivage sont fréquentes et probablement liées à l'exsolution de phases métalliques.



Planche 4.A. Microphotographie en lumière naturelle d'une webstérite (échantillon 2568C). Remplacement partiel d'un cristal d'enstatite rosé par de la hornblende verte. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

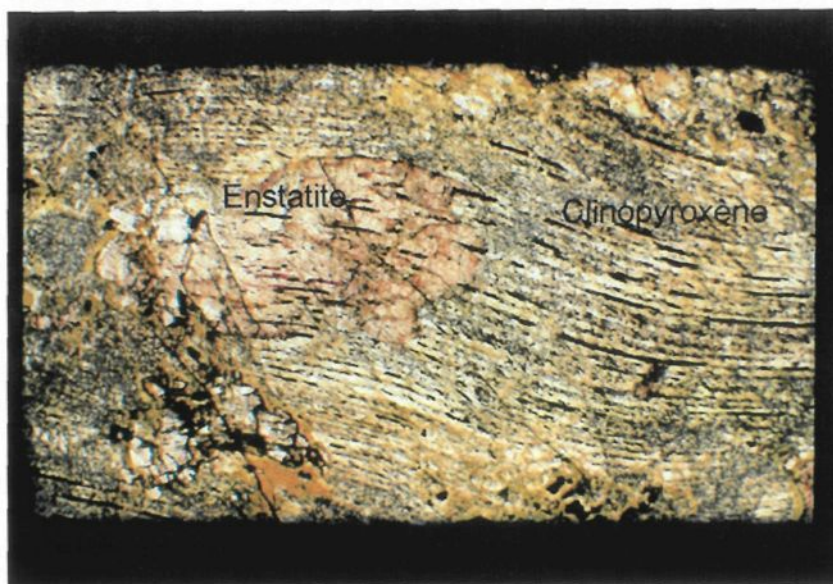


Planche 4.B. Microphotographie en lumière naturelle d'une pyroxénite à hornblende (échantillon 2396A). Orthopyroxènes résiduels en inclusion dans un clinopyroxène à clivage ondulant. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

Les pyroxènes les plus altérés sont hypidiomorphes à xénomorphes, <0.5 à 3 mm de diamètre, fortement ouralitisés et fracturés alors que les plus métamorphisés sont sous forme de petits grains polygonaux à jonction triple. Lorsque les clinopyroxènes sont la phase dominante, les orthopyroxènes sont généralement xénomorphes et résiduels, ils sont fracturés, ouralitisés et contenu dans les clinopyroxènes, leur abondance varie de 0 à 5%. Les données de microsonde (tableau 3.2) indiquent une teneur en En de 61.7% à 65% pour les orthopyroxènes de l'échantillon de pyroxénite à hornblende 2396A et 2568C.

Les phases intercumulus sont le plagioclase, l'apatite, l'ilménite et la pyrrhotine. Lorsque les plagioclases (<7%) sont entièrement recristallisés et polygonisés, ils font de 0.5 à 1.2 mm de diamètre. Ils sont légèrement séricitisés et sont isolés des pyroxènes par de la hornblende. Les données de microsonde (tableau 3.3) indiquent une teneur en An de 54% pour l'échantillon 2568c. Lorsque les plagioclases sont xénomorphes (0 à 7%) et séricitisés, ils ont un clivage ondulant (torsion interne du réseau cristallin), font de 0 à 1 mm de diamètre et ils sont isolés des pyroxènes par de la hornblende. Les données de microsonde (tableau 3.3) indiquent une teneur en An de 88.21% pour les plagioclases de l'échantillon de pyroxénite à hornblende 2396A. L'apatite se présente sous forme de petits grains hypidiomorphes à xénomorphes, fracturée, elle peut être en contact net avec les pyroxènes, mais se rencontre plus fréquemment dans la hornblende située dans la couronne externe. La hornblende isole généralement l'apatite des phases silicatées. L'ilménite xénomorphe (de trace à 5%), de 0.1 à 3 mm de diamètre, est disséminée dans les zones interstitielles aux pyroxènes où la biotite l'isole de la hornblende.

Tableau 3.3. Composition des plagioclases

Proportions atomiques sur une base de 8 oxygènes																				
	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ba	An	Ab	Or	
2568C	52,94	29,33	0,04	0,01	12,09	4,66	0,06	0,00	99,13	2,416	1,578	0,002	0,591	0,413	0,003	0,000	58,69	40,97	0,34	
	50,85	30,31	0,08	0,00	13,02	4,15	0,06	0,02	98,49	2,346	1,649	0,003	0,644	0,371	0,003	0,000	63,24	36,43	0,32	
	Webstéríte	56,05	27,34	0,05	0,00	9,80	6,13	0,10	0,00	99,46	2,533	1,457	0,002	0,475	0,537	0,006	0,000	46,66	52,80	0,54
		55,17	27,57	0,06	0,00	10,00	5,92	0,09	0,01	98,82	2,513	1,480	0,002	0,488	0,523	0,005	0,000	48,04	51,46	0,50
		53,00	29,15	0,12	0,01	11,85	4,89	0,05	0,00	99,07	2,421	1,570	0,005	0,580	0,433	0,003	0,000	57,08	42,66	0,26
		54,68	28,42	0,08	0,00	10,79	5,57	0,07	0,00	99,61	2,476	1,517	0,003	0,523	0,489	0,004	0,000	51,52	48,10	0,38
		n 6	53,78	28,69	0,07	0,00	11,26	5,22	0,07	0,01	99,09	2,451	1,541	0,003	0,550	0,461	0,004	0,000	54,21	45,44
2396a	46,25	34,26	0,13	0,00	18,12	1,40	0,03	0,00	100,18	2,127	1,857	0,005	0,893	0,125	0,001	0,000	87,61	12,25	0,14	
	45,65	34,75	0,12	0,00	18,67	1,09	0,01	0,00	100,29	2,100	1,885	0,005	0,920	0,097	0,001	0,000	90,38	9,57	0,06	
Pyroxéníte	46,62	34,26	0,10	0,01	18,17	1,54	0,01	0,00	100,71	2,133	1,848	0,004	0,890	0,137	0,000	0,000	86,65	13,30	0,05	
	n 3	46,17	34,42	0,12	0,00	18,32	1,34	0,01	0,00	100,39	2,120	1,863	0,005	0,901	0,120	0,001	0,000	88,21	11,71	0,08
2474	53,06	29,18	0,06	0,00	12,48	4,40	0,03	0,00	99,20	2,420	1,569	0,002	0,610	0,389	0,002	0,000	60,95	38,87	0,17	
	46,97	33,46	0,09	0,00	16,93	1,89	0,02	0,04	99,40	2,170	1,822	0,004	0,838	0,169	0,001	0,001	83,12	16,76	0,12	
Hornblendíte	47,87	32,89	0,11	0,00	16,11	2,28	0,03	0,00	99,30	2,207	1,788	0,004	0,796	0,204	0,002	0,000	79,48	20,37	0,15	
	47,35	33,43	0,10	0,01	16,85	1,96	0,02	0,00	99,72	2,179	1,814	0,004	0,831	0,175	0,001	0,000	82,51	17,36	0,13	
	47,55	32,63	1,29	0,25	13,41	2,03	1,54	0,07	98,77	2,222	1,797	0,051	0,671	0,184	0,092	0,001	70,88	19,42	9,70	
	47,37	32,97	0,08	0,00	16,90	1,91	0,03	0,01	99,28	2,189	1,797	0,003	0,837	0,172	0,002	0,000	82,85	16,98	0,17	
	46,40	33,29	0,13	0,00	16,82	1,90	0,04	0,00	98,57	2,163	1,829	0,005	0,840	0,171	0,002	0,000	82,87	16,90	0,23	
	n 7	48,08	32,55	0,26	0,04	15,64	2,34	0,24	0,02	99,18	2,222	1,773	0,010	0,774	0,209	0,014	0,000	77,52	20,98	1,44
LH23	57,05	27,00	0,05	0,00	9,07	6,62	0,03	0,05	99,88	2,563	1,430	0,002	0,437	0,577	0,002	0,001	43,01	56,80	0,19	
	57,28	27,19	0,04	0,01	9,14	6,68	0,04	0,00	100,38	2,560	1,433	0,001	0,438	0,579	0,003	0,000	42,93	56,82	0,25	
Noríte à olivine	57,25	27,13	0,07	0,00	9,18	6,43	0,06	0,01	100,12	2,564	1,432	0,002	0,441	0,558	0,004	0,000	43,96	55,68	0,36	
	57,35	27,19	0,10	0,01	9,13	6,45	0,06	0,02	100,30	2,564	1,433	0,004	0,437	0,559	0,003	0,000	43,74	55,94	0,32	
	56,37	27,09	0,10	0,00	9,13	6,38	0,08	0,00	99,15	2,551	1,446	0,004	0,443	0,560	0,004	0,000	43,98	55,58	0,44	
	56,21	27,37	0,05	0,00	9,42	6,42	0,09	0,05	99,62	2,537	1,456	0,002	0,455	0,562	0,005	0,001	44,52	54,95	0,52	
	56,42	27,31	0,08	0,00	9,35	6,43	0,09	0,05	99,73	2,542	1,451	0,003	0,451	0,562	0,005	0,001	44,30	55,17	0,52	
	55,77	27,05	0,07	0,00	9,24	6,48	0,10	0,05	98,76	2,539	1,452	0,003	0,451	0,572	0,006	0,001	43,81	55,64	0,55	
	55,01	27,50	0,85	0,23	8,47	6,59	0,09	0,07	98,81	2,516	1,483	0,033	0,415	0,584	0,005	0,001	41,32	58,16	0,53	
	55,54	27,12	0,03	0,01	9,14	6,46	0,08	0,03	98,40	2,536	1,460	0,001	0,447	0,572	0,005	0,000	43,68	55,87	0,45	
n 10	56,42	27,20	0,14	0,03	9,13	6,50	0,07	0,03	99,52	2,547	1,448	0,005	0,442	0,569	0,004	0,001	43,53	56,06	0,41	

* les données en italiques sont sous la limite de détection

Tableau 3.3. Composition des plagioclases

										Proportions atomiques sur une base de 8 oxygènes									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ba	An	Ab	Or
2567B2	56,48	27,37	0,04	0,00	9,70	6,15	0,11	0,00	99,85	2,541	1,452	0,002	0,467	0,536	0,006	0,000	46,29	53,10	0,61
	55,95	27,25	0,05	0,00	9,50	6,29	0,12	0,03	99,18	2,538	1,458	0,002	0,461	0,553	0,007	0,001	45,18	54,15	0,67
Méla-	57,25	26,56	0,13	0,02	8,65	6,93	0,11	0,00	99,66	2,578	1,410	0,005	0,417	0,605	0,007	0,000	40,57	58,79	0,64
gabbronorite	56,51	27,34	0,03	0,00	9,59	6,29	0,09	0,04	99,88	2,542	1,450	0,001	0,462	0,549	0,005	0,001	45,49	54,01	0,50
	56,66	27,03	0,22	0,00	9,23	6,43	0,14	0,00	99,71	2,554	1,436	0,008	0,446	0,562	0,008	0,000	43,89	55,33	0,78
	57,11	26,70	0,07	0,01	9,00	6,63	0,15	0,04	99,69	2,572	1,417	0,002	0,434	0,579	0,008	0,001	42,49	56,68	0,83
	56,72	27,29	0,04	0,00	9,57	6,36	0,07	0,07	100,11	2,546	1,444	0,001	0,460	0,553	0,004	0,001	45,21	54,38	0,41
	56,96	26,75	0,02	0,00	9,11	6,55	0,11	0,04	99,54	2,568	1,422	0,001	0,440	0,572	0,006	0,001	43,20	56,19	0,61
n 8	56,7	27,04	0,07	0,00	9,29	6,45	0,11	0,03	99,70	2,555	1,436	0,003	0,449	0,564	0,006	0,000	44,04	55,33	0,63
2568A	57,06	27,14	0,05	0,00	9,47	6,50	0,17	0,00	100,38	2,554	1,432	0,002	0,454	0,564	0,010	0,000	44,18	54,89	0,93
	57,43	27,01	0,07	0,01	9,08	6,53	0,16	0,02	100,31	2,569	1,424	0,003	0,435	0,567	0,009	0,000	43,05	56,04	0,91
Leuco-	58,13	26,04	0,09	0,01	8,22	6,88	0,34	0,00	99,71	2,612	1,379	0,003	0,396	0,589	0,020	0,000	39,00	59,06	1,94
gabbronorite	58,18	26,10	0,10	0,01	8,40	6,69	0,42	0,00	99,82	2,610	1,380	0,004	0,404	0,582	0,024	0,000	39,99	57,63	2,39
	55,20	28,08	0,07	0,00	10,80	5,57	0,19	0,00	99,90	2,492	1,494	0,003	0,522	0,487	0,011	0,000	51,17	47,76	1,08
	55,41	28,13	0,06	0,01	10,67	5,67	0,23	0,00	100,17	2,495	1,493	0,002	0,515	0,495	0,013	0,000	50,30	48,39	1,31
	55,53	27,85	0,08	0,00	10,57	5,66	0,27	0,00	99,96	2,505	1,481	0,003	0,511	0,495	0,015	0,000	50,06	48,45	1,49
	55,03	27,85	0,08	0,01	10,49	5,69	0,26	0,01	99,41	2,497	1,490	0,003	0,510	0,501	0,015	0,000	49,69	48,82	1,48
	55,04	28,15	0,09	0,02	10,62	5,71	0,21	0,00	99,84	2,488	1,500	0,003	0,515	0,501	0,012	0,000	50,08	48,73	1,20
	55,34	28,06	0,11	0,00	10,76	5,57	0,21	0,00	100,05	2,495	1,491	0,004	0,520	0,487	0,012	0,000	50,99	47,82	1,19
	55,55	28,03	0,04	0,00	10,57	5,75	0,20	0,00	100,14	2,500	1,488	0,002	0,510	0,501	0,011	0,000	49,87	49,03	1,10
n 11	56,17	27,49	0,08	0,01	9,97	6,02	0,24	0,00	99,97	2,529	1,459	0,003	0,481	0,526	0,014	0,000	47,12	51,51	1,37
2390	57,13	26,20	0,07	0,01	9,13	6,41	0,25	0,04	99,23	2,585	1,397	0,003	0,443	0,562	0,014	0,001	43,45	55,16	1,39
	56,81	26,34	0,12	0,00	9,18	6,12	0,27	0,00	98,85	2,579	1,410	0,005	0,447	0,539	0,016	0,000	44,62	53,82	1,56
Mélagabbro	57,36	26,20	0,04	0,00	9,06	6,43	0,30	0,02	99,41	2,589	1,394	0,001	0,438	0,563	0,017	0,000	43,05	55,25	1,70
	57,09	26,23	0,06	0,00	9,09	6,32	0,24	0,00	99,04	2,586	1,401	0,002	0,441	0,555	0,014	0,000	43,68	54,97	1,35
	57,44	25,92	0,04	0,00	8,87	6,33	0,32	0,01	98,93	2,602	1,384	0,002	0,431	0,556	0,018	0,000	42,85	55,33	1,82
	56,32	26,77	0,07	0,00	9,05	6,38	0,28	0,02	98,89	2,558	1,434	0,003	0,440	0,562	0,016	0,000	43,25	55,18	1,57
	56,24	26,71	0,15	0,00	9,09	6,25	0,28	0,06	98,78	2,559	1,433	0,006	0,443	0,551	0,016	0,001	43,84	54,53	1,63
n 7	56,91	26,34	0,08	0,00	9,07	6,32	0,28	0,02	99,02	2,580	1,407	0,003	0,440	0,555	0,016	0,000	43,54	54,89	1,57

* les données en italiques sont sous la limite de détection

Tableau 3.3. Composition des plagioclases

										Proportions atomiques sur une base de 8 oxygènes									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Total	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Ba	An	Ab	Or
2567A	57,07	26,53	0,21	0,00	8,73	6,58	0,21	0,02	99,35	2,578	1,413	0,008	0,422	0,576	0,012	0,000	41,78	57,04	1,18
	57,01	26,64	0,06	0,00	8,86	6,52	0,22	0,02	99,32	2,575	1,418	0,002	0,429	0,571	0,013	0,000	42,37	56,39	1,24
Leucogabbro	56,56	26,70	0,05	0,00	8,87	6,61	0,20	0,03	99,03	2,565	1,427	0,002	0,431	0,581	0,012	0,001	42,10	56,74	1,15
	56,87	26,68	0,04	0,00	8,80	6,67	0,23	0,00	99,29	2,570	1,422	0,001	0,426	0,584	0,013	0,000	41,63	57,08	1,28
	56,84	26,66	0,06	0,00	8,81	6,68	0,23	0,03	99,29	2,570	1,421	0,002	0,427	0,585	0,013	0,000	41,63	57,09	1,28
n 5	56,87	26,64	0,08	0,00	8,81	6,61	0,22	0,02	99,26	2,572	1,420	0,003	0,427	0,580	0,013	0,000	41,90	56,87	1,23
690851	54,56	27,64	0,02	0,00	9,70	6,22	0,05	0,00	98,19	2,502	1,494	0,001	0,477	0,553	0,003	0,000	46,18	53,53	0,29
Leucogabbro	54,56	27,64	0,02	0,00	9,70	6,22	0,05	0,00	98,19	2,502	1,494	0,001	0,477	0,553	0,003	0,000	46,18	53,53	0,29
690742	56,70	26,26	0,01	0,00	7,99	7,16	0,05	0,00	98,16	2,586	1,412	0,000	0,390	0,633	0,003	0,000	38,04	61,68	0,28
	57,07	26,41	0,03	0,00	8,18	6,95	0,07	0,02	98,73	2,588	1,412	0,001	0,398	0,611	0,004	0,000	39,25	60,37	0,38
Leucogabbro	56,65	26,31	0,04	0,00	8,03	7,19	0,06	0,01	98,28	2,583	1,414	0,002	0,392	0,635	0,003	0,000	38,04	61,64	0,32
	54,94	27,35	0,04	0,01	9,29	6,35	0,06	0,00	98,04	2,520	1,479	0,002	0,457	0,564	0,003	0,000	44,59	55,09	0,32
n 5	56,34	26,58	0,03	0,00	8,37	6,91	0,06	0,01	98,30	2,569	1,429	0,001	0,409	0,611	0,003	0,000	39,98	59,70	0,33
690800	55,24	27,14	0,04	0,00	9,31	6,45	0,05	0,00	98,22	2,529	1,465	0,001	0,457	0,572	0,003	0,000	44,27	0,55	0,00
	54,63	26,98	0,07	0,00	9,07	6,52	0,05	0,02	97,35	2,525	1,470	0,003	0,449	0,584	0,003	0,000	43,34	0,56	0,00
Sulfure SM	55,59	27,11	0,03	0,00	9,18	6,67	0,06	0,02	98,66	2,534	1,457	0,001	0,448	0,590	0,003	0,000	43,05	0,57	0,00
	55,56	26,27	0,05	0,01	8,69	6,50	0,04	0,00	97,12	2,565	1,430	0,002	0,430	0,582	0,003	0,000	42,38	0,57	0,00
	55,73	27,56	0,02	0,01	9,68	6,20	0,08	0,01	99,29	2,524	1,471	0,001	0,470	0,545	0,005	0,000	46,08	0,53	0,00
	56,22	27,20	0,03	0,00	9,59	6,18	0,06	0,01	99,30	2,543	1,450	0,001	0,465	0,542	0,004	0,000	46,00	0,54	0,00
	56,40	27,03	0,04	0,00	9,04	6,55	0,07	0,00	99,13	2,553	1,443	0,001	0,438	0,575	0,004	0,000	43,09	0,57	0,00
	56,46	26,67	0,04	0,00	8,51	6,68	0,07	0,06	98,49	2,570	1,431	0,001	0,415	0,589	0,004	0,001	41,14	0,58	0,00
	57,90	26,06	0,03	0,00	7,87	7,41	0,06	0,00	99,33	2,609	1,384	0,001	0,380	0,647	0,004	0,000	36,84	0,63	0,00
	55,48	27,51	0,05	0,00	9,56	6,13	0,05	0,02	98,80	2,524	1,475	0,002	0,466	0,541	0,003	0,000	46,15	0,54	0,00
	56,25	26,74	0,02	0,00	8,59	6,72	0,07	0,00	98,39	2,563	1,437	0,001	0,419	0,594	0,004	0,000	41,24	0,58	0,00
	56,58	26,70	0,04	0,00	8,52	6,80	0,07	0,00	98,72	2,569	1,429	0,002	0,414	0,599	0,004	0,000	40,73	0,59	0,00
	54,52	27,78	0,03	0,00	9,94	6,10	0,06	0,04	98,48	2,495	1,499	0,001	0,487	0,541	0,004	0,001	47,23	0,52	0,00
	55,12	27,56	0,03	0,00	9,75	6,17	0,07	0,02	98,72	2,513	1,481	0,001	0,476	0,546	0,004	0,000	46,43	0,53	0,00
n 14	55,83	27,02	0,04	0,00	9,09	6,51	0,06	0,02	98,57	2,544	1,452	0,001	0,444	0,575	0,004	0,000	43,43	0,56	0,00
689841	56,70	26,26	0,01	0,00	7,99	7,16	0,05	0,00	98,16	2,586	1,412	0,000	0,390	0,633	0,003	0,000	38,04	61,68	0,28
	57,07	26,41	0,03	0,00	8,18	6,95	0,07	0,02	98,73	2,588	1,412	0,001	0,398	0,611	0,004	0,000	39,25	60,37	0,38
Sulfure SM	56,65	26,31	0,04	0,00	8,03	7,19	0,06	0,01	98,28	2,583	1,414	0,002	0,392	0,635	0,003	0,000	38,04	61,64	0,32
	54,94	27,35	0,04	0,01	9,29	6,35	0,06	0,00	98,04	2,520	1,479	0,002	0,457	0,564	0,003	0,000	44,59	55,09	0,32
n 4	56,34	26,58	0,03	0,00	8,37	6,91	0,06	0,01	98,30	2,569	1,429	0,001	0,409	0,611	0,003	0,000	39,98	59,70	0,33

* les données en italiques sont sous la limite de détection

L'ilménite se trouve communément en contact franc avec la pyrrhotine. Son abondance varie de trace à 13%. Elle est xénomorphe, de 0.1 à 3 mm de diamètre, essentiellement associée aux oxydes de fer et à la hornblende. Localement, la pyrrhotine forme des jonctions triples avec des grains d'ilménite recristallisée, elle contient des exsolutions et des grains et des veinules xénomorphes de pentlandite, de chalcopyrite et de pyrite. La pyrrhotine se retrouve également disséminée dans toutes les phases dont elle est isolée par une auréole d'altération grise. Elle est abondamment entourée de biotite lorsque qu'elle se trouve dans les interstices des pyroxènes.

Les minéraux de recristallisation sub-solidus et métamorphiques sont la hornblende, la cummingtonite, la biotite, le sphène, des oxydes de fer et le quartz. La hornblende verte est un minéral omniprésent dans l'ensemble des échantillons, xénomorphe dans les clivages des pyroxènes, polygonisée à jonctions triples dans les couronnes (0.1 à 1. mm) qui isolent les pyroxènes des phases intercumulus. L'abondance de la hornblende varie de 3 à 30%, les observations au microscope mettent en évidence le remplacement des pyroxènes par la hornblende. La cummingtonite est présente ponctuellement en bordure des orthopyroxènes (couronne interne). Elle isole partiellement la hornblende verte des pyroxènes. La cummingtonite est hypidiomorphe (<7%) et mesure de 0.2 à 0.5 mm, à macles polysynthétiques. La biotite brune est en contact avec les minéraux opaques (<2%), elle forme la couronne externe des pyroxènes en isolant partiellement la hornblende des minéraux opaques. Les cristaux de biotite font de 0.5 à 2 mm et sont idiomorphes. Le sphène est xénomorphe (0 à 3%), 0.1 à 0.3 mm de diamètre, en petits chapelets de 3 à 8

grains et se trouve entre la hornblende et le pyroxène. Ce minéral est propre aux hornblendite à pyroxène. L'altération des pyroxènes génère la présence d'oxydes de fer disséminés dans les cristaux. Les rares grains de quartz xénomorphes sont interlobés (< 0.1 mm) avec la hornblende et les plagioclases. L'échantillon 2396B contient 40% de quartz xénomorphe et partiellement recristallisé, il s'agit ici d'une altération siliceuse tardive dont il n'est pas tenu compte lors de la classification de l'échantillon. Des traces de pyrite hypidiomorphe sont également associées à la pyrrhotine.

Interprétation

Ces cumulats à pyroxènes ont subi une déformation plastique ayant provoquée une extinction roulante. La fracturation des pyroxènes, comme l'indique la relation fracture-extinction ondulante, intervient tardivement. La présence de hornblende et de la biotite est due à deux phénomènes distincts. Elles correspondent à des auréoles réactionnelles lorsqu'elles isolent les pyroxènes des phases intercumulus, alors qu'elles correspondent à des zones de corrosion lorsqu'elles remplacent progressivement les pyroxènes en profitant des fractures et des clivages présents.

3.4.4 Hornblendite

Ces échantillons ont été distingués des hornblendites à pyroxène, car le remplacement poussé des minéraux primaires par la hornblende rend spéculative l'identification du protolite.

Description macroscopique :

Ces échantillons ont été prélevés sur des affleurements. Les hornblendites sont, sur le terrain, limitées à des zones de fort tectonisme (cisailant) où elles remplacent les unités ultramafiques magmatiques. Les échantillons sont mélanocrates. La minéralogie est constituée de hornblende, grenat, biotite, ilménite et sulfures de fer, ces minéraux sont marqués par une orientation préférentielle. Certains échantillons ont développé des grenats saccharoïdes pluricentimétriques.

Description microscopique:

La fraction fémique représente plus de 95% des échantillons, elle est composée de 30 à 78% de hornblende verte excepté pour l'échantillon 2567D qui ne contient que 10% de hornblende verte mais 48% de cummingtonite, de 0 à 15% de grenat, de 4 à 21% d'ilménite. Un échantillon a préservé 5% d'orthopyroxène, de 0 à 2% de spinelle. La quantité de sulfures est variable avec un maximum de 15% pyrrhotine, 1.5% de chalcopryrite et des traces de pentlandite. La fraction felsique est inférieure à 5% et se compose de plagioclases (<5%) et de traces de sphène et de quartz. Ici encore, l'échantillon 2567D fait exception puisqu'il contient 25% d'apatite.

La hornblende verte est hypidiomorphe, fracturée, orientée dans la schistosité, partiellement recristallisée à jonctions triples (Planche 5.A), 0.5 à 2 mm. La hornblende contient localement des orthopyroxènes altérés, >0.5 mm, en voie de remplacement. Les grenats forment de grandes plages roses xénomorphes, de 5 à 20 mm de diamètre, poecilitiques contenant la hornblende et les plagioclases, de l'ilménite et des sulfures. Les plages de grenats sont recoupées par l'ilménite et les sulfures. L'ilménite xénomorphe, fracturée, forme des amas orientés selon la schistosité, de 0.1 à 2 mm de diamètre, dans certains cas des macles lamellaires sont visibles. Généralement sécantes aux autres phases, l'ilménite a subi de la remobilisation et possède une auréole d'altération grise opaque. Le spinelle vert (hercynite) est idiomorphe à hypidiomorphe et envahit progressivement l'ilménite. Le coeur de l'hercynite est fortement altéré en un minéral brun (biotite?). Les plagioclases (0.5 à 8 mm) sont recristallisés, à jonctions triples, et séricitisés. Ils sont interstitiels à la hornblende et en inclusions dans les grenats. L'ilménite envahit les interstices des plagioclases. Les analyses par microsonde révèlent une teneur en An de 77.5% (tableau 3.3) pour l'échantillon 2474. Le quartz forme des amas xénomorphes de 2 à 3 mm de diamètre. Le quartz est totalement recristallisé, à jonctions triples et se retrouve dans les grenats poecilitiques. Des traces de sphène se trouvent généralement associées aux oxydes. La pyrrhotine xénomorphe (0.1 à 1 mm), contient de la chalcopyrite et de la pentlandite en grains xénomorphes ou en exsolution. Elle se retrouve en contact avec l'ilménite avec laquelle elle forme des jonctions triples lorsqu'elle est recristallisée, dans les fractures de l'ilménite et localement sous forme de globules de 0.1mm.

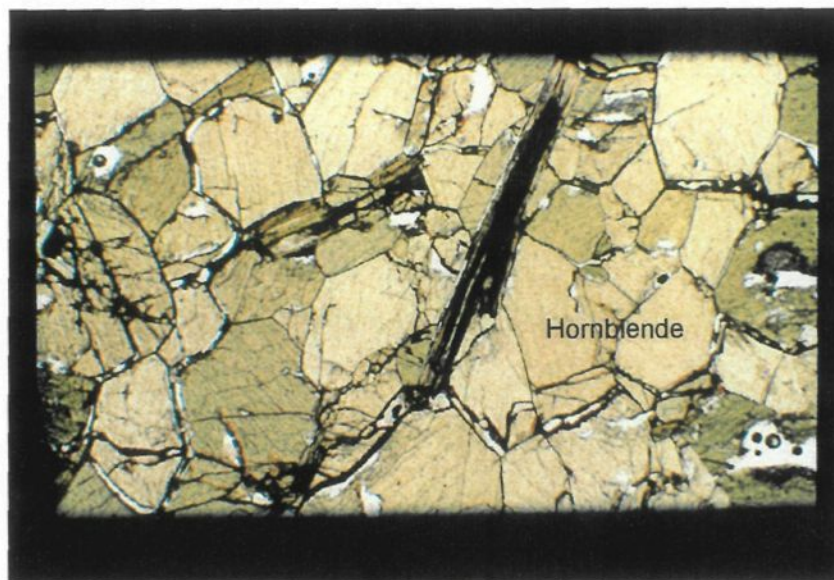


Planche 5.A. Microphotographie en lumière naturelle d'une hornblendite (échantillon 2565A1): Cristaux de hornblende verte à jonctions triples . Champ oculaire 5mm x 3.5mm.



Planche 5.B. Microphotographie en lumière polarisée d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique interstitielle. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

Des traces de pyrite hypidiomorphe ($<0.3\text{mm}$) remplace la pyrrhotine et des grains xénomorphes de chalcopryrite y sont conservés. Les sulfures sont interstitiels aux silicates et peuvent combler des fractures tardives. La pyrrhotine est isolée des phases silicatées par une auréole d'altération grise

Interprétation

Ces échantillons sont les représentants des lithologies précédentes ayant subi une altération intense. La perte de la texture primaire et de la minéralogie primaire rend l'identification difficile et seul leur contexte géologique permet d'affirmer qu'il s'agit de cumulats de pyroxènes ayant subi une altération intense.

3.4.5 Norite à olivine

Description macroscopique :

Cet échantillon a été prélevé dans un forage (Paul 2) à une profondeur de 16.3m, il s'agit d'un orthocumulat à plagioclases avec comme phases interstitielles l'olivine et le pyroxène coronitique, l'apatite l'ilménite, la pyrrhotine et le spinelle. Il appartient à une zone litée et foliée où les norites à olivine (et/ou troctolites) s'alternent avec des péridotites à magnétite et des gabbros sur une profondeur de 102m. Ces unités massives ont une granulométrie allant de grains fins à grossiers (1 à 6 mm). L'échantillon décrit ici a été

prélevé à la base d'un gabbro à olivine et marque la transition à une péridotite à magnétite, sa texture est massive et kélyphitique, les minéraux affectés par la kélyphitisation sont l'olivine et l'orthopyroxène.

Description microscopique:

Les cumulats de plagioclases représentent 25% de l'échantillon. Ils sont hypidiomorphes à idiomorphes et à extinction ondulante. Les plagioclases mesurent de 2 à 8 mm et sont légèrement séricitisés. Certains plagioclases sont entièrement recristallisés, polygonaux et ont de 0.4 à 2 mm de diamètre. Les analyses de microsonde (tableau 3.3) donnent un contenu en An de 43.53%.

Les phases interstitielles sont l'olivine, l'ilménite, l'apatite, la pyrrhotine et le spinelle. L'olivine représente 30% de l'échantillon. L'olivine est fracturée et mesure de 0.2 à 4 mm de diamètre. Elle se trouve sous forme de grains hypidiomorphes isolés entre les plagioclases et l'ilménite. Les fractures de l'olivine sont comblées de serpentine. Les olivines sont entourés d'une double couronne d'orthopyroxène et d'amphibole verte contenant localement du spinelle (Planche 5.B). Les analyses de microsonde (tableau 3.1) donnent un contenu en Fo de 61.1% et une valeur inférieure à la limite de détection pour le nickel. L'ilménite (19%) est xénomorphe, elle forme de petits amas <1.5 mm, généralement cernés de biotite et de hornblende. L'apatite (2%) est xénomorphe et fracturée (0.1 à 1 mm) et elle est associée à l'ilménite. La pyrrhotine (1%) xénomorphe est disséminée entre les

phases cumulats en contact avec les oxydes de fer-titane, sa taille n'excède pas 1 mm. Des traces de chalcopryrite xénomorphe et de pyrite idiomorphe se trouve dans la pyrrhotine. Le spinelle vert (<1%), d'origine magmatique a cristallisé au contact de l'ilménite : sa taille est 0.2 à 0.7 mm de diamètre.

Les minéraux de recristallisation sub-solidus et métamorphiques sont par ordre d'abondance, l'orthopyroxène, l'amphibole, la biotite, la hornblende verte et le spinelle. Les orthopyroxènes (9%) sont xénomorphes, en symplectite avec les plagioclases. Ils se localise dans la partie interne de la couronne de l'olivine. Le contenu en En déterminé par la microsonde est de 67.6% (tableau 3.2). L'amphibole vert pâle (5%) et fibreuse (actinolite?), forme la zone externe des couronnes. La biotite (5%) est associée aux oxydes, en bordure desquels elle forme de petits amas irréguliers, elle forme généralement des petits cristaux inférieurs à 0.5 mm de longueur. Le spinelle (<1%), d'origine métamorphique est associé aux couronnes d'amphibole et hornblende.

Interprétation

L'extinction ondulante de certains plagioclases et leur polygonisation implique que cette lithologie a subi de la déformation plastique. La présence de couronnes isolant les phases mafiques des plagioclases sont caractéristiques d'une tentative de re-équilibre sub-solidus des différentes phases associées.

3.4.6 *Gabbronorite*

Description macroscopique :

Ces échantillons ont été prélevés sur des affleurements. Sur le terrain, ces gabbronorites sont incluses dans des unités litées de gabbronorite. Les unités ont une puissance relative < 2 m, recristallisées, hétérogènes, avec des amas pluricentimétriques de pyroxènes polycristallins dans une matrice de plagioclases. De façon générale les plagioclases sont la phase cumulus des leucogabbronorites et les pyroxènes représentent la phase cumulus des mélagabbronorites. Les pyroxènes coronitiques sont altérés en hornblende et biotite. Les gabbronorites sont associés spatialement à des zones de déformation et de bréchification aux abords d'indices minéralisés à pyrrhotine et ilménite. Il en résulte une altération et une recristallisation poussée des échantillons.

Description microscopique:

La fraction fémique représente de 40 à 84% de la lame mince, elle est composée de 6 à 20% d'orthopyroxène, de 4 à 15% de clinopyroxène, 20 à 25% de hornblende verte, de 0 à 20% de cummingtonite, 0 à 3% de biotite, 3 à 4% d'ilménite et plus de 2% de sulfures (pyrrhotine, chalcopryrite, pyrite) et du spinelle en trace. La fraction felsique, de 16 à 60%, se compose de 15 à 60% de plagioclase et plus de 1% d'apatite et de trace de quartz. La texture coronitique est partiellement conservée.

Les minéraux d'origine magmatique sont les pyroxènes, les plagioclases, l'apatite, l'ilménite, la pyrrhotine. L'orthopyroxène est hypidiomorphe (0.5 à 8 mm), fortement ouralitisé et fracturé, des couronnes de hornblende les isolent des plagioclases. Quelques kinks sont visibles dans les minéraux allongés selon leur grand axe. Les analyses par microsonde révèlent une teneur en En de 60.9% pour un mélagabbronorite (2567B2) et 56.8% pour l'échantillon 2568A qui est un leucogabbronorite (tableau 3.2). Le clinopyroxène est hypidiomorphe à xénomorphe, sa taille varie de 0.5 à 6 mm, légèrement fracturés, fortement ouralitisés, en remplacement localement incomplet de certains orthopyroxènes, des couronnes de hornblende les isolent des plagioclases. Les plagioclases sont xénomorphes et à extinction roulante. Ils sont faiblement à fortement séricitisés et font de 0.1 à 15 mm de diamètre. Les contacts sont dentelés entre eux. À proximité des couronnes d'amphibole, les plagioclases sont fortement à partiellement recristallisés (polygonisés), limpides (0.5 à 1 mm). Ils sont isolés des pyroxènes par de la hornblende (Planche 6.A). Les analyses par microsonde révèlent une teneur en An de 44% pour l'échantillon 2567B2 et 47% pour l'échantillon 2568A (tableau 3.3). L'apatite est hypidiomorphe, fracturée et recristallisée et en contact franc avec les orthopyroxènes et la hornblende. Initialement, les grains devaient atteindre de 0.5 à 4 mm de diamètre, mais sont maintenant recristallisés en polygones de 0.8 mm de diamètre. L'ilménite xénomorphe (0.1 à 4 mm) forme des amas interstitiels aux pyroxènes. Une tendance poécilitique de l'ilménite lui a permis de conserver la trace fantôme de grains trapus (amphibole??) maintenant remplacés par des amas polycristallins de cummingtonite. Un peu d'ilménite se

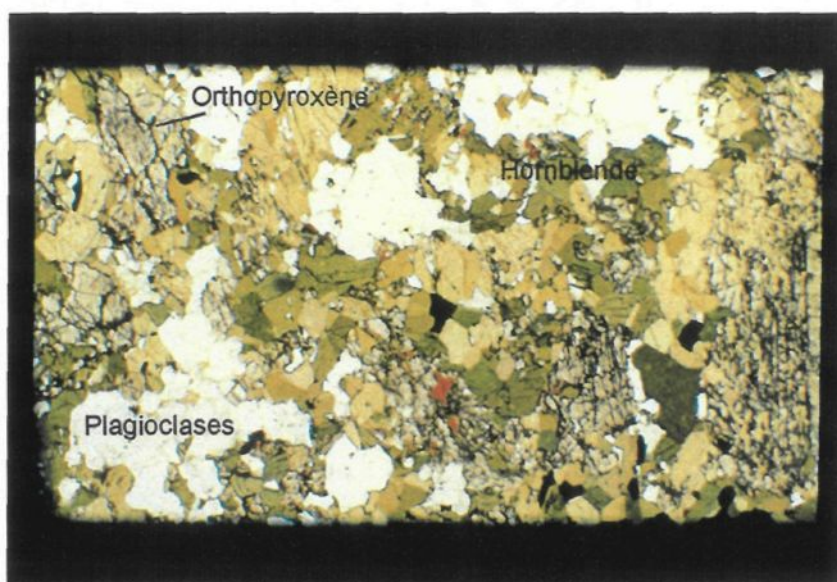


Planche 6.A. Microphotographie en lumière naturelle d'un gabbro (échantillon LH13): Les plagioclases sont isolés des pyroxènes par des cristaux de hornblende verte. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

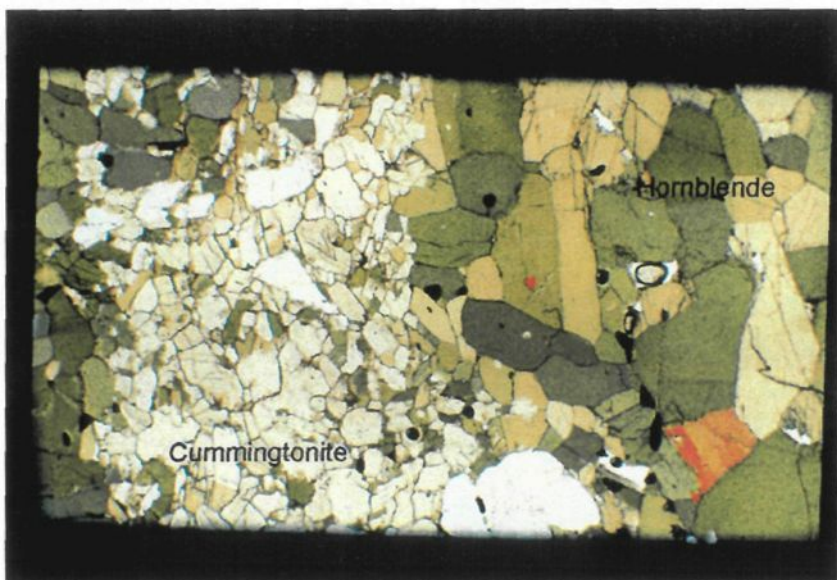


Planche 6.B. Microphotographie en lumière naturelle d'un gabbro (échantillon 2568A): Dans cet échantillon le remplacement des pyroxènes par des amphiboles est complet. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

trouvent dans les phases mafiques altérées. Dans certains cas, l'ilménite (0.5 mm) est associée aux minéraux mafiques et contient des exsolutions de magnétite et quelques grains de spinelles verts. La pyrrhotine xénomorphe (0.1 à 5 mm), contient de la chalcoppyrite xénomorphe ainsi qu'un peu de pyrite également xénomorphe. La pyrrhotine se retrouve en contact avec l'ilménite, la hornblende et la cummingtonite, elle est isolée par une auréole d'altération grise.

Les minéraux d'origine métamorphique sont la hornblende, la cummingtonite, la biotite, le quartz et la pyrite. La hornblende verte est xénomorphe et se trouve dans les clivages des pyroxènes, polygonisés, à jonctions triples, dans les couronnes (0.1 à 1 mm) qui isolent les pyroxènes des plagioclases. La cummingtonite est hypidiomorphe (0.1 à 0.7 mm) et disposée aléatoirement. Elle forme une couronne interne discontinue autour des orthopyroxènes et est elle-même entourée d'une couronne de hornblende. La biotite brune (0.5 à 2 mm), hypidiomorphe est en contact avec la couronne externe des pyroxènes, entre la hornblende et les plagioclases. Certains cristaux de biotite se trouve entre les plagioclases recristallisées. Les rares grains xénomorphes de quartz (< 0.1 mm) sont en contact avec la hornblende pour l'indice du Fonds Minier et sous forme de veinules tardives. La pyrite (0.1 à 0.5 mm) peut contenir de la pyrrhotine et de la chalcoppyrite résiduelles.

Interprétation

Les échantillons représentant cette lithologie ont subi une forte recristallisation. Les gabbronorites, de part leur relation spatiale avec des pyroxénites et des gabbros, semblent être le fruit de l'évolution magmatique lors d'une cristallisation fractionnée. Des réactions sub-solidus ont permis la formation de couronnes de hornblende afin de rétablir l'équilibre rompu entre les phases coexistantes. Ces unités ont par la suite subi de la déformation plastique allant jusqu'à la recristallisation et des altérations chimiques amenant un remplacement partiel des pyroxènes.

3.4.7 Gabbro et anorthosite

Description macroscopique :

Ces échantillons ont été prélevés sur des affleurements, dans des tranchées et des forages. Les gabbros ont des aspects variables, de leucocrates à mélanocrates, de grains fins à mégacristiques, leurs textures sont identiques aux pyroxénites et aux gabbronorites. La minéralogie reste essentiellement la même, constituée de plagioclases, pyroxènes apatite, hornblende, biotite, oxydes de fer et sulfures de fer. Certains échantillons ont développé des grenats saccharoïdes pluricentimétriques. Les pyroxènes sont coronitiques, entourés de hornblende et biotite. La puissance de ces unités varie de plurimétriques à décamétriques. Sur le terrain, il n'est pas rare de voir ces unités marquer la transition entre des pyroxénites

ou des norites et des amphibolites. En surface altérée, les anorthosites et les leuco-gabbros ont une teinte blanchâtre poudreuse et en surface fraîche leur couleur varie de mauve à bleutée, dépendamment du degré de recristallisation. Ces unités sont granoblastiques, grains fins à mégacristiques, hétérogènes, avec des amas pluricentimétriques de hornblende et plus rarement de pyroxènes polycristallins dans une matrice de plagioclases. Aux abords des indices minéralisés, les anorthosites contiennent des quantités variables de sulfures interstitiels et de l'ilménite en trace, les classant ainsi dans les unités de leucogabbros.

Description microscopique:

La fraction fémique représente de 12 à 86% des échantillons, elle est composée de 1 à 50% de hornblende verte, de 0 à 61% de clinopyroxène, de moins de 4% d'orthopyroxène, de 0 à 74% de grenat (ponctuel), de 0 à 20% de cummingtonite (ponctuelle, planche 6.B), de 0 à 22% de biotite, de 0 à 25% d'ilménite (\pm magnétite, \pm spinelle), de 0 à 28% de pyrrhotine, de <1% à 10% de chalcopryrite, de <1% pentlandite et de trace de pyrite. La fraction felsique, se compose de 7 à 87% de plagioclase, de 0 à 4% d'apatite et de 0 à 15% de quartz. Les minéraux ponctuels et en traces sont : sphène, actinote, zircon, feldspath potassique.

Les minéraux d'origine magmatique sont les plagioclases, les pyroxènes, l'apatite, l'ilménite et la pyrrhotine. Les plagioclases sont fortement recristallisés (0.1 à 6 mm), granoblastiques, polygonisés et séricitisés. Les moins recristallisés offrent une extinction

roulante ainsi qu'un contact dentelé entre eux ou avec un début de texture en mortier (Planche 7.A). Une légère zonation est localement visible en bordure des plagioclases. Les plagioclases sont isolés des pyroxènes par de la hornblende lorsque la fraction fémique est importante. Les analyses par microsonde révèlent une teneur en An de 43.5% pour un mélagabbro (2390) et de 40 à 46% pour les leucogabbros et anorthosites (tableau 3.3). Les clinopyroxènes sont xénomorphes, poecilitique à inclusion d'orthopyroxène, leur taille varie de 0.3 à 3 mm, partiellement polygonisés, fortement ouralitisés, légèrement biotitisés au coeur des couronnes de hornblende. Les orthopyroxènes sont fortement résorbés et ne subsistent que sous forme relique dans les clinopyroxènes. Les analyses par microsonde révèlent une teneur en En de 60.7% pour un mélagabbro (2390) et 60.2% pour un leucogabbro (2567A). L'apatite (0.1 à 1.8 mm) est hypidiomorphe à xénomorphe, fracturée et recristallisée, en contact franc avec les plagioclases, elle peut se trouver dans les oxydes de fer et elle peut contenir des gouttes de sulfures. L'ilménite xénomorphe, localement polygonisée, forme des amas associés aux couronnes de hornblende, de 0.5 à 18 mm de diamètre. L'ilménite est également associée à la biotite, plus rarement à la jonction des plagioclases dans les unités les plus leucocrates. Quelques grains de spinelle vert (hercynite) peuvent accompagner l'ilménite et un peu de sphène et de leucoxène l'isole partiellement de la hornblende. Des traces d'ilménite se trouvent disséminées dans les phases mafiques altérées. Des exsolutions de magnétite, des gouttes de sulfures et quelques grains de spinelles verts peuvent accompagner l'ilménite. La pyrrhotine xénomorphe (0.1 à 0.7 mm) forme des agrégats < 5 mm, contenant de la chalcopyrite xénomorphe ainsi qu'un peu de

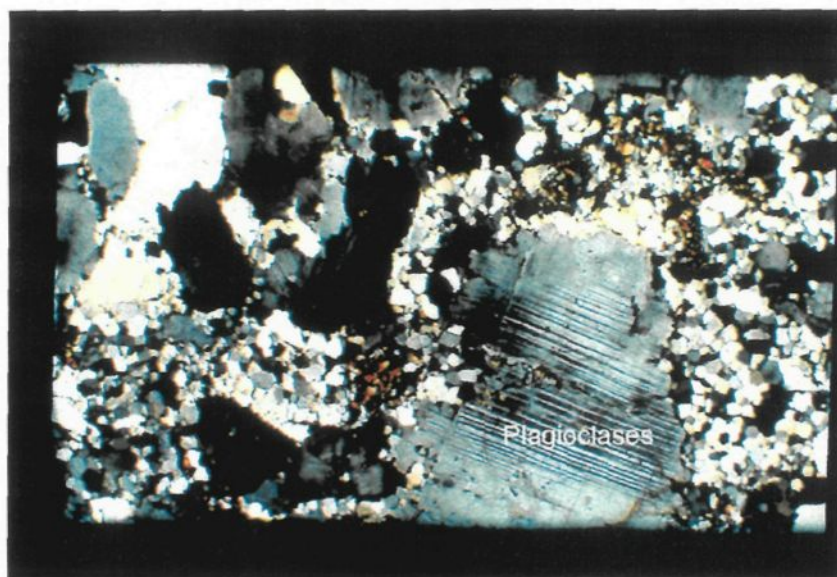


Planche 7.A. Microphotographie en lumière polarisée d'un leucogabbro (échantillon 2349B): Plagioclases à texture en mortier. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

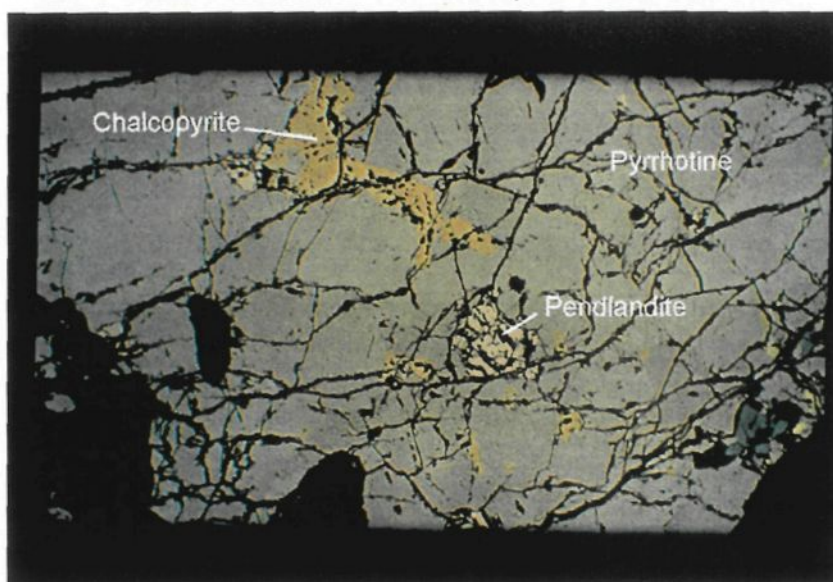


Planche 7.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nouricier A (lame mince provenant de Mines d'Or Virginia)): La pyrrhotine est le minéral prédominant et forme la matrice pour les autres minéraux. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

pyrite xénomorphe. La pyrrhotine se retrouve en contact avec l'ilménite, la hornblende et la biotite, elle comble également des fractures tardives. La pyrrhotine est isolée des phases silicatées par une auréole d'altération grise. La chalcopyrite xénomorphe forme des amas irréguliers et des filonnets sécants à la pyrrhotine, 0.3 à 8 mm de diamètre. La pentlandite est présente sous forme de grains en bordure des amas de pyrrhotine, de 0.1 à 0.5 mm, d'exsolutions en flammes ainsi que sous forme de filonnets sécants à la pyrrhotine.

Les minéraux d'origine métamorphique sont la hornblende, le grenat, la cummingtonite, la biotite, le quartz, la pyrite, le sphène, l'actinote, le zircon et le feldspath potassique. La hornblende verte est xénomorphe, dans les clivages des pyroxènes, polygonisée à jonctions triples dans les couronnes (0.1 à 5 mm) qui isolent les pyroxènes et/ou les amphiboles (hornblende xénomorphe, cummingtonite, actinote) des plagioclases (Planche 6.B), localement légèrement chloritisée. Les grenats sont présents dans les zones les plus tectonisées, ils forment de grandes plages roses xénomorphes, poecilites contenant la hornblende, les plagioclases, les pyroxènes et les sulfures. Les plages de grenats sont recristallisées et polygonisées, de 0.2 à 3 mm, et sont en contact franc avec les autres espèces présentes. La cummingtonite est hypidiomorphe, 0.5 mm, aux cœurs des couronnes de hornblende, elle est saccharoïde et polygonisée. La biotite brune, hypidiomorphe, 0.1 à 3 mm, est en contact avec la couronne externe des pyroxènes, autour des oxydes, entre la hornblende et les plagioclases, certains cristaux se trouvent entre les grains de plagioclases (infiltrés dans les textures en mortier) et de hornblende recristallisée. Les grains

xénomorphes de quartz (< 0.1 mm) sont en contact avec la hornblende, entre les cristaux de plagioclases et sous forme de veinules tardives. Une concentration anormale de quartz est observée dans certaines lames où le minéral est généralement xénomorphe, 0.3 à 0.6 mm de diamètre, localement à jonctions triples et associé avec la biotite et les plagioclases. La pyrite (0.1 à 0.7 mm) hypidiomorphe, peut contenir de la pyrrhotine et de la chalcopyrite résiduelle, elle généralement contenue dans la pyrrhotine. Le sphène forme des chapelets polycristallins à jonctions triples de 0.1 à 0.5 mm de diamètre, on le retrouve entre les cristaux de plagioclases ainsi qu'au contact de la hornblende et des oxydes de fer. L'actinote fibreuse forme des amas en bordure de certaines hornblendes vertes, fréquemment associée aux oxydes de fer. Le zircon se trouve en trace dans la biotite où il forme des auréoles sombres pléochroïques. Le feldspath potassique se retrouve en traces dans les plagioclases recristallisés.

Interprétation

Les échantillons mélanocrates sont les représentants des lithologies précédentes ayant subi une altération intense. Cette affirmation repose sur la conservation de la texture primaire de certains échantillons ainsi que sur le contexte géologique. Les leucogabbros et les anorthosites sont le résultat de l'accumulation des plagioclases lors de la cristallisation fractionnée. Ces unités ont subi une recristallisation de la bordure des plagioclases.

3.5 Minéralisation

Certains échantillons proviennent des travaux de forage de la compagnie Mine d'Or Virginia et ont, pour la plupart, été utilisés dans un projet de fin d'étude mené par Labarre (1998). Les autres échantillons ont été ramassés en surface lors de la cartographie du secteur. Le classement des échantillons minéralisés en : massif, semi-massif et disséminé, se base sur le contenu en soufre des échantillons. Les échantillons à minéralisation disséminée ont un contenu en sulfures inférieur à 33% (soit 13.2% de S considérant que les espèces sulfurées contiennent 40% de soufre), les sulfures semi-massifs (ou matriciels) sont ceux possédant un contenu en sulfures allant de 33 à 66% (soit de 13 à 26.4% de S) et les sulfures massifs sont ceux ayant un contenu en sulfures égal ou supérieur à 66% .

Les sulfures massifs et semi-massifs étudiés dans cette section proviennent de quatre zones distinctes, Nourricier A, Nourricier B, Manouane et Paul, toutes situées en bordure de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean dans les lithologies noritiques à oxyde de fer et apatite. Les sulfures disséminés proviennent de l'ensemble du secteur à norite et leuconorite (figure 2.3), avec cependant une forte concentration d'indices de sulfures disséminés dans la zone du lac Houiller.

3.5.1 Sulfures massifs

Les principales phases sulfurées observées dans tous les environnements minéralisés, comprennent de la pyrrhotine, de la pentlandite et de la chalcopyrite avec des quantités variables d'oxydes (ilménite, magnétite, spinelle).

Pyrrhotine

La pyrrhotine est le minéral prédominant dans toutes les zones de minéralisation massive, semi-massive et disséminée et forme la matrice pour les autres minéraux sulfurés (Planche 7.B) ainsi que pour les phases silicatées. Elle apparaît sous forme de masses xénomorphes poécilitiques et fracturées, composées de grains de 0.5 à 9 mm de diamètre ainsi que sous forme de petits grains xénomorphes à sub-arrondis dans les silicates et l'ilménite. La formule approximative de la pyrrhotine est FeS à structure hexagonale, mais elle contient généralement moins de fer que la quantité indiquée par cette formule. Une déficience en Fe provoque la distorsion du réseau cristallin et lui alloue une structure monoclinique (Deer, Howie et Zussman, 1962), c'est ce défaut de structure qui lui confère ses propriétés magnétiques. Les analyses de microsonde (tableau 3.4) révèlent deux types de pyrrhotine : hexagonale (Fe_9S_{10}) et monoclinique (Fe_7S_8). La forme monoclinique de la pyrrhotine domine dans l'échantillon de sulfures massifs provenant de la zone de Manouane alors que dans les sulfures massifs de la zone de Nourricier B, c'est la pyrrhotine de forme hexagonale qui domine.

Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures massifs

								Proportions atomiques						sur une base de 10 atomes de soufre					
								sur une base de 8 atomes de soufre											
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
690739	0,05	58,79	38,53	0,01	0,01	0,55	97,94	0,005	7,009	8,000	0,001	0,001	0,062						
(Manouane)	0,0*	59,45	38,41	0,00	0,00	0,47	98,34							0,000	8,886	10,000	0,000	0,000	0,067
	0,00	58,58	39,20	0,02	0,00	0,30	98,09	0,000	6,864	8,000	0,002	0,000	0,033						
	0,00	58,90	38,42	0,01	0,00	0,42	97,76	0,000	7,042	8,000	0,001	0,000	0,048						
	0,00	59,12	38,28	0,01	0,02	0,51	97,93	0,000	7,094	8,000	0,001	0,001	0,058						
	0,00	58,80	39,36	0,01	0,00	0,26	98,43	0,000	6,863	8,000	0,001	0,000	0,029						
	0,08	58,98	38,55	0,00	0,00	0,54	98,16	0,008	7,027	8,000	0,000	0,000	0,062						
	0,03	58,81	38,18	0,00	0,00	0,48	97,49	0,003	7,076	8,000	0,000	0,000	0,055						
	0,12	58,95	38,37	0,00	0,03	0,48	97,94	0,012	7,057	8,000	0,000	0,002	0,055						
n 9	0,03	58,93	38,59	0,01	0,01	0,45	98,01	0,004	7,004	8,000	0,001	0,000	0,050	0,000	8,886	10,000	0,000	0,000	0,067
690964	0,00	59,14	38,01	0,00	0,00	0,39	97,54							0,000	8,935	10,000	0,000	0,000	0,056
(Nourricier B)	0,00	59,35	38,48	0,01	0,02	0,38	98,24	0,000	7,085	8,000	0,001	0,001	0,044						
	0,05	59,14	38,14	0,03	0,01	0,37	97,74							0,007	8,902	10,000	0,004	0,000	0,053
	0,07	59,31	38,28	0,01	0,00	0,34	98,01							0,009	8,896	10,000	0,001	0,000	0,048
	0,00	59,53	38,05	0,00	0,00	0,41	97,98							0,000	8,983	10,000	0,000	0,000	0,058
	0,08	59,43	38,24	0,01	0,00	0,38	98,13							0,011	8,924	10,000	0,001	0,000	0,054
	0,00	59,18	38,25	0,02	0,01	0,39	97,85							0,000	8,883	10,000	0,003	0,000	0,056
	0,00	59,29	38,03	0,02	0,00	0,40	97,74							0,000	8,953	10,000	0,002	0,000	0,058
	0,10	59,06	37,81	0,01	0,01	0,39	97,38							0,013	8,969	10,000	0,002	0,001	0,057
	0,00	59,07	38,21	0,00	0,00	0,40	97,67							0,000	8,876	10,000	0,000	0,000	0,057
n 10	0,03	59,25	38,15	0,01	0,00	0,38	97,83	0,000	7,085	8,000	0,001	0,001	0,044	0,004	7,932	8,889	0,001	0,000	0,049
Sulfures semi-massifs																			
690800	0,00	58,51	41,86	0,00	0,02	0,21	100,60	0,000	6,421	8,000	0,000	0,001	0,022						
(Paul)	0,03	58,98	41,29	0,00	0,03	0,47	100,80	0,002	6,562	8,000	0,000	0,002	0,050						
	0,12	59,20	41,89	0,00	0,01	0,22	101,44	0,011	6,492	8,000	0,000	0,001	0,023						
	0,08	58,59	41,25	0,00	0,00	0,37	100,29	0,008	6,524	8,000	0,000	0,000	0,040						
	0,00	58,47	42,59	0,00	0,00	0,20	101,26	0,000	6,306	8,000	0,000	0,000	0,021						
	0,03	57,11	42,24	0,00	0,00	0,24	99,62	0,003	6,211	8,000	0,000	0,000	0,025						
	0,07	58,72	41,95	0,00	0,00	0,22	100,97	0,007	6,429	8,000	0,000	0,000	0,023						
n 7	0,05	58,51	41,87	0,00	0,01	0,28	100,71	0,004	6,421	8,000	0,000	0,001	0,029						

* les données en italiques sont sous la limite de détection

**Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures semi-massifs**

								Proportions atomiques											
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	sur une base de 8 atomes de soufre						sur une base de 10 atomes de soufre					
	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni		Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
2349C	0,07	59,67	38,84	0,00	0,02	0,31	98,90	0,007	7,058	8,000	0,000	0,001	0,034						
(Nourricier A)	0,14	59,62	39,23	0,01	0,00	0,30	99,30	0,014	6,981	8,000	0,001	0,000	0,034						
	0,08	59,68	39,09	0,03	0,01	0,33	99,22	0,008	7,012	8,000	0,004	0,001	0,036						
	0,00	59,69	38,94	0,01	0,00	0,29	98,93	0,000	7,041	8,000	0,001	0,000	0,033						
	0,01	59,41	38,85	0,00	0,00	0,31	98,59	0,001	7,024	8,000	0,000	0,000	0,035						
	0,02	59,82	38,58	0,02	0,04	0,31	98,79							0,003	8,903	10,000	0,003	0,003	0,043
	0,01	59,80	38,48	0,00	0,00	0,29	98,59							0,002	8,923	10,000	0,000	0,000	0,042
	0,00	59,95	39,23	0,00	0,00	0,29	99,47	0,000	7,020	8,000	0,000	0,000	0,032						
n 8	0,04	59,71	38,91	0,01	0,01	0,30	98,97	0,005	7,023	8,000	0,001	0,000	0,034	0,002	8,913	10,000	0,001	0,002	0,043
689842	0,07	59,33	41,30	0,00	0,01	0,25	100,97	0,007	6,599	8,000	0,000	0,001	0,027						
(Nourricier B)	0,01	59,60	40,76	0,01	0,01	0,30	100,69	0,001	6,717	8,000	0,001	0,001	0,032						
	0,07	59,99	41,42	0,02	0,05	0,24	101,79	0,007	6,652	8,000	0,002	0,003	0,026						
	0,05	59,29	41,48	0,00	0,03	0,29	101,14	0,005	6,566	8,000	0,000	0,002	0,031						
	0,04	59,19	41,43	0,01	0,02	0,30	100,99	0,004	6,563	8,000	0,001	0,001	0,032						
	0,28	59,69	41,19	0,02	0,00	0,30	101,48	0,028	6,657	8,000	0,002	0,000	0,031						
	0,09	59,25	40,99	0,00	0,02	0,29	100,63	0,009	6,640	8,000	0,000	0,001	0,031						
	0,09	59,48	41,22	0,01	0,02	0,28	101,10	0,009	6,628	8,000	0,001	0,001	0,030						
n 7	0,09	59,48	41,22	0,01	0,02	0,28	101,10	0,009	6,628	8,000	0,001	0,001	0,030						
690741	0,10	59,26	39,29	0,00	0,00	0,56	99,20	0,010	6,929	8,000	0,000	0,000	0,062						
(Manouane)	0,03	58,47	39,91	0,00	0,00	0,34	98,74	0,003	6,730	8,000	0,000	0,000	0,037						
	0,07	59,18	39,41	0,01	0,01	0,53	99,19	0,007	6,897	8,000	0,001	0,000	0,058						
	0,00	58,80	39,89	0,02	0,00	0,28	98,99	0,000	6,770	8,000	0,002	0,000	0,031						
	0,00	58,68	40,04	0,01	0,00	0,30	99,03	0,000	6,732	8,000	0,001	0,000	0,032						
	0,03	58,72	39,61	0,00	0,00	0,52	98,87	0,003	6,810	8,000	0,000	0,000	0,057						
	0,05	58,53	39,97	0,01	0,03	0,34	98,92	0,005	6,727	8,000	0,001	0,002	0,038						
	0,00	58,83	40,37	0,03	0,01	0,27	99,51	0,000	6,694	8,000	0,003	0,000	0,029						
	0,10	58,81	40,34	0,00	0,00	0,28	99,53	0,010	6,696	8,000	0,000	0,000	0,030						
	0,14	58,59	40,08	0,00	0,02	0,31	99,14	0,014	6,715	8,000	0,000	0,001	0,033						
	0,03	58,89	40,14	0,00	0,03	0,53	99,63	0,003	6,739	8,000	0,000	0,002	0,058						
	0,00	59,01	40,00	0,03	0,01	0,29	99,34	0,000	6,777	8,000	0,003	0,000	0,032						
	0,05	58,81	39,92	0,01	0,01	0,38	99,17	0,005	6,768	8,000	0,001	0,001	0,041						
n 12	0,05	58,81	39,92	0,01	0,01	0,38	99,17	0,005	6,768	8,000	0,001	0,001	0,041						

* les données en italiques sont sous la limite de détection

**Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures disséminés**

								Proportions atomiques											
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	sur une base de 8 atomes de soufre						sur une base de 10 atomes de soufre					
								Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
2349	0,06	58,89	38,81	0,01	0,00	0,28	98,05	0,007	6,970	8,000	0,001	0,000	0,031						
(Nourricier A)	0,09	58,51	38,63	0,00	0,04	0,30	97,56	0,010	6,958	8,000	0,000	0,002	0,034						
	0,00	59,43	38,97	0,00	0,00	0,29	98,68	0,000	7,005	8,000	0,000	0,000	0,033						
	0,07	59,28	39,25	0,00	0,06	0,26	98,91	0,007	6,938	8,000	0,000	0,003	0,029						
	0,00	59,47	39,03	0,00	0,00	0,26	98,77	0,000	6,998	8,000	0,000	0,000	0,029						
	0,03	59,41	38,82	0,00	0,01	0,26	98,53	0,003	7,029	8,000	0,000	0,001	0,029						
n 6	0,04	59,16	38,92	0,00	0,02	0,27	98,42	0,004	6,983	8,000	0,000	0,001	0,031						
2390	0,01	58,02	42,14	0,06	0,00	0,21	100,44	0,000	6,324	8,000	0,006	0,000	0,021						
	0,03	56,19	42,43	0,08	0,01	0,21	98,96	0,003	6,083	8,000	0,008	0,001	0,022						
	0,01	58,09	42,56	0,05	0,02	0,19	100,92	0,001	6,269	8,000	0,005	0,001	0,019						
	0,04	58,49	42,26	0,04	0,03	0,18	101,05	0,004	6,358	8,000	0,004	0,002	0,018						
	0,01	58,34	42,34	0,06	0,04	0,18	100,98	0,001	6,330	8,000	0,006	0,002	0,019						
	0,00	58,04	42,13	0,06	0,02	0,22	100,47	0,000	6,328	8,000	0,006	0,001	0,022						
	0,00	58,07	42,23	0,07	0,05	0,22	100,64	0,000	6,317	8,000	0,007	0,003	0,023						
	0,00	58,52	42,07	0,03	0,00	0,20	100,82	0,000	6,389	8,000	0,003	0,000	0,021						
	0,00	58,87	42,16	0,06	0,00	0,22	101,30	0,000	6,414	8,000	0,006	0,000	0,023						
	0,14	58,44	42,36	0,07	0,02	0,25	101,29	0,014	6,338	8,000	0,007	0,001	0,025						
	0,01	59,04	42,29	0,08	0,00	0,21	101,63	0,001	6,413	8,000	0,008	0,000	0,022						
	0,00	57,55	42,37	0,06	0,00	0,20	100,17	0,000	6,239	8,000	0,006	0,000	0,021						
	0,00	58,86	42,10	0,06	0,00	0,16	101,17	0,000	6,422	8,000	0,006	0,000	0,016						
n 13	0,02	58,19	42,26	0,06	0,02	0,20	100,76	0,002	6,325	8,000	0,006	0,001	0,021						
2396A	0,06	59,06	38,16	0,04	0,00	0,43	97,74							0,007	8,887	10,000	0,006	0,000	0,062
	0,06	58,60	38,96	0,10	0,01	0,28	98,00	0,006	6,909	8,000	0,011	0,000	0,032						
	0,00	58,59	38,52	0,05	0,00	0,21	97,37	0,000	6,987	8,000	0,006	0,000	0,024						
	0,14	58,98	38,54	0,03	0,03	0,42	98,14	0,014	7,030	8,000	0,004	0,002	0,048						
	0,15	59,14	38,62	0,03	0,00	0,43	98,37	0,016	7,034	8,000	0,003	0,000	0,049						
	0,00	59,32	38,63	0,02	0,00	0,40	98,37	0,000	7,054	8,000	0,003	0,000	0,045						
	0,02	59,36	38,71	0,00	0,00	0,36	98,45	0,002	7,044	8,000	0,000	0,000	0,041						
	0,02	58,71	38,32	0,04	0,00	0,41	97,50	0,003	7,038	8,000	0,005	0,000	0,047						
	0,09	58,85	38,50	0,04	0,02	0,29	97,78	0,009	7,022	8,000	0,004	0,001	0,033						
n 9	0,06	58,96	38,55	0,04	0,01	0,36	97,97	0,006	7,015	8,000	0,004	0,000	0,040	0,007	8,887	10,000	0,006	0,000	0,062

* les données en italiques sont sous la limite de détection

**Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures disséminés**

								Proportions atomiques						sur une base de 10 atomes de soufre					
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	sur une base de 8 atomes de soufre						sur une base de 10 atomes de soufre					
								Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
2474	0,08	58,37	41,93	0,00	0,00	0,32	100,69	0,007	6,394	8,000	0,000	0,000	0,033						
	0,17	58,58	41,60	0,00	0,00	0,27	100,62	0,016	6,469	8,000	0,000	0,000	0,028						
	0,00	59,11	41,24	0,01	0,03	0,37	100,77	0,000	6,583	8,000	0,001	0,002	0,040						
	0,29	59,27	41,23	0,00	0,01	0,32	101,12	0,028	6,604	8,000	0,000	0,001	0,034						
	0,02	57,22	41,51	0,00	0,04	0,38	99,15	0,002	6,331	8,000	0,000	0,002	0,039						
	0,00	58,93	41,25	0,01	0,07	0,33	100,60	0,000	6,562	8,000	0,001	0,004	0,035						
	0,00	57,13	42,40	0,00	0,01	0,32	99,87	0,000	6,189	8,000	0,000	0,000	0,033						
	0,00	57,67	42,11	0,05	0,01	0,54	100,38	0,000	6,291	8,000	0,005	0,001	0,056						
	0,00	57,69	41,92	0,01	0,00	0,66	100,28	0,000	6,322	8,000	0,001	0,000	0,069						
	0,06	57,35	42,14	0,03	0,00	0,54	100,12	0,006	6,251	8,000	0,003	0,000	0,056						
	0,00	57,52	40,99	0,00	0,02	0,43	98,95	0,000	6,445	8,000	0,000	0,001	0,046						
n 11	0,06	58,08	41,67	0,01	0,02	0,41	100,23	0,005	6,404	8,000	0,001	0,001	0,043						
2567A	0,09	59,15	38,60	0,07	0,02	0,28	98,21	0,010	7,040	8,000	0,008	0,001	0,032						
	0,13	59,38	37,65	0,03	0,00	0,40	97,58							0,017	9,055	10,000	0,004	0,000	0,058
	0,00	58,62	38,52	0,05	0,00	0,24	97,43	0,000	6,991	8,000	0,006	0,000	0,027						
	0,05	58,94	37,91	0,07	0,04	0,40	97,41	0,006	7,142	8,000	0,007	0,002	0,046						
	0,08	58,92	38,24	0,05	0,01	0,22	97,52	0,009	7,076	8,000	0,006	0,001	0,025						
	0,00	58,55	38,66	0,08	0,04	0,24	97,57	0,000	6,957	8,000	0,009	0,002	0,027						
	0,02	58,82	38,10	0,09	0,00	0,27	97,30	0,002	7,093	8,000	0,010	0,000	0,031						
n 7	0,05	58,91	38,24	0,06	0,01	0,29	97,57	0,004	7,050	8,000	0,008	0,001	0,032	0,017	9,055	10,000	0,004	0,000	0,058
2567B2	0,03	58,23	38,79	0,04	0,02	0,77	97,87	0,003	6,896	8,000	0,005	0,001	0,087						
	0,06	58,73	38,50	0,06	0,00	0,47	97,82	0,007	7,008	8,000	0,007	0,000	0,053						
	0,00	58,61	38,77	0,04	0,02	0,50	97,93	0,000	6,945	8,000	0,004	0,001	0,056						
	0,04	58,87	38,51	0,04	0,03	0,57	98,06	0,004	7,022	8,000	0,004	0,002	0,064						
	0,02	58,58	38,78	0,04	0,00	0,53	97,94	0,002	6,939	8,000	0,004	0,000	0,059						
	0,03	58,55	38,60	0,05	0,00	0,49	97,73	0,003	6,968	8,000	0,005	0,000	0,056						
	0,06	58,62	38,88	0,08	0,01	0,50	98,14	0,006	6,926	8,000	0,009	0,000	0,056						
	0,01	58,71	38,72	0,05	0,00	0,51	98,00	0,001	6,965	8,000	0,006	0,000	0,057						
	0,05	58,60	38,51	0,05	0,01	0,61	97,81	0,005	6,990	8,000	0,005	0,000	0,069						
n 9	0,03	58,61	38,67	0,05	0,01	0,55	97,92	0,003	6,962	8,000	0,006	0,001	0,062						

* les données en italiques sont sous la limite de détection

**Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures disséminés**

								Proportions atomiques						sur une base de 10 atomes de soufre					
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	sur une base de 8 atomes de soufre						Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
2568A	0,00	58,59	38,40	0,05	0,00	0,22	97,26	0,000	7,009	8,000	0,006	0,000	0,025						
	0,00	59,44	38,04	0,03	0,00	0,44	97,95							0,000	8,971	10,000	0,004	0,000	0,063
	0,01	57,85	38,58	0,02	0,00	1,11	97,56	0,001	6,888	8,000	0,002	0,000	0,125						
	0,01	57,81	39,10	0,00	0,04	1,16	98,12	0,001	6,792	8,000	0,000	0,002	0,130						
n 4	0,00	58,42	38,53	0,02	0,01	0,73	97,72	0,001	6,896	8,000	0,003	0,001	0,093	0,000	8,971	10,000	0,004	0,000	0,063
2568C	0,00	58,80	41,58	0,00	0,00	0,34	100,72	0,000	6,496	8,000	0,000	0,000	0,036						
	0,00	58,98	41,71	0,00	0,00	0,19	100,88	0,000	6,494	8,000	0,000	0,000	0,020						
	0,05	59,07	41,40	0,00	0,01	0,25	100,79	0,005	6,555	8,000	0,000	0,001	0,027						
	0,00	58,47	41,95	0,00	0,00	0,25	100,68	0,000	6,403	8,000	0,000	0,000	0,026						
	n 4	0,01	58,83	41,66	0,00	0,00	100,76	0,001	6,487	8,000	0,000	0,000	0,027						
LH25	0,00	59,27	37,60	0,00	0,00	0,33	97,20							0,000	9,052	10,000	0,000	0,000	0,047
(Manouane)	0,06	59,04	37,79	0,00	0,00	0,29	97,18							0,008	8,969	10,000	0,000	0,000	0,042
	0,00	58,89	37,92	0,00	0,00	0,29	97,09							0,000	8,918	10,000	0,000	0,000	0,041
	0,15	59,38	37,89	0,00	0,00	0,32	97,73							0,020	8,999	10,000	0,000	0,000	0,046
	0,04	59,12	37,67	0,00	0,00	0,34	97,16							0,005	9,012	10,000	0,000	0,000	0,049
n 5	0,05	59,14	37,77	0,00	0,00	0,31	97,27							0,007	8,990	10,000	0,000	0,000	0,045
690742 (Manouane)	0,09	58,88	41,34	0,01	0,00	0,56	100,88	0,009	6,543	8,000	0,001	0,000	0,059						
	0,09	59,08	41,08	0,01	0,00	0,47	100,72	0,009	6,607	8,000	0,001	0,000	0,050						
	0,09	58,67	41,29	0,02	0,00	0,26	100,33	0,009	6,527	8,000	0,002	0,000	0,028						
	0,00	58,49	42,10	0,01	0,00	0,43	101,03	0,000	6,381	8,000	0,001	0,000	0,044						
	0,00	58,58	41,25	0,00	0,00	0,47	100,30	0,000	6,523	8,000	0,000	0,000	0,049						
	0,00	58,42	42,22	0,01	0,00	0,24	100,88	0,000	6,356	8,000	0,001	0,000	0,024						
	0,00	58,73	42,27	0,02	0,00	0,25	101,28	0,000	6,382	8,000	0,002	0,000	0,026						
	0,00	58,88	41,24	0,03	0,00	0,56	100,70	0,000	6,559	8,000	0,003	0,000	0,059						
	n 6	0,03	58,72	41,60	0,01	0,00	100,77	0,003	6,485	8,000	0,002	0,000	0,042						

* les données en italiques sont sous la limite de détection

Tableau 3.4. Composition chimique des pyrrhotines
Sulfures disséminés

								Proportions atomiques						sur une base de 10 atomes de soufre					
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	sur une base de 8 atomes de soufre						Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
690851	0,20	58,95	41,97	0,01	<i>0,00</i>	0,30	101,41	0,019	6,452	8,000	0,001	0,000	0,031						
(Paul)	<i>0,00</i>	58,66	41,96	0,01	<i>0,00</i>	0,29	100,92	0,000	6,422	8,000	0,001	0,000	0,030						
	<i>0,00</i>	58,52	41,81	0,01	<i>0,00</i>	0,25	100,59	0,000	6,428	8,000	0,001	0,000	0,027						
	0,01	58,80	41,92	<i>0,00</i>	0,01	0,41	101,14	0,001	6,443	8,000	0,000	0,001	0,042						
	0,03	58,74	41,70	0,01	<i>0,00</i>	0,30	100,77	0,003	6,470	8,000	0,001	0,000	0,031						
	0,03	59,40	41,86	0,01	<i>0,00</i>	0,31	101,61	0,003	6,519	8,000	0,001	0,000	0,032						
	<i>0,00</i>	58,67	41,99	0,02	0,01	0,22	100,90	0,000	6,419	8,000	0,002	0,000	0,023						
	0,02	59,51	41,56	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	0,58	101,66	0,002	6,577	8,000	0,000	0,000	0,061						
n 8	0,04	58,91	41,84	0,01	<i>0,00</i>	0,33	101,13	0,003	6,466	8,000	0,001	0,000	0,035						

* les données en italiques sont sous la limite de détection

Cependant, plusieurs pyrrhotines analysées semblent transitoires ayant une stœchiométrie pseudo- monoclinique ou pseudo-hexagonale. Les cellules monocliniques de la pyrrhotine ont été attribuées soit à la déformation de cellule hexagonale par accroissement de pression, soit à un contrôle compositionnel (Deer, Howie et Zussman, 1962). Dans le cas des sulfures disséminés, la stœchiométrie des pyrrhotines monocliniques peut être attribuée à la pauvreté en soufre du magma.

Le nombre restreint d'échantillons de sulfures massifs ne permet aucune généralisation. Les données de microsonde indiquent un contenu en moyen en Ni de 0.45% pour la pyrrhotine monoclinique de la zone de Manouane et un contenu en Ni de 0.38% pour la pyrrhotine à dominante hexagonale de la zone de Nourricier B. Le palladium et le cobalt sont systématiquement sous la limite de détection, soit 600 ppm et 300 ppm respectivement.

Pentlandite

La pentlandite constitue 2 % des sulfures massifs. Elle apparaît essentiellement sous forme xénomorphe de 0.2 à 2 mm de diamètre, en bordure des grains de pyrrhotine et au contact de la chalcopyrite. Elle se concentre également dans les fractures et sous forme d'exsolutions en flammes dans la pyrrhotine (Planche 8.A et B). La pentlandite a un contenu moyen de 5.38% de Co pour 31.07% de Ni dans le secteur Manouane et 6.9% pour 29.36% de Ni dans le secteur Nourricier B (tableau 3.5). Sur une base de huit atomes de

**Tableau 3.5. Composition chimique des pentlandites
Sulfures massifs**

Proportions atomiques
sur une base de 8 atomes de soufre

	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	Fe+Ni+Co
690739	0,00*	28,49	32,14	5,25	0,00	31,89	97,77	0,000	4,072	8,000	0,711	0,000	4,336	9,118
(Manouane)	0,00	34,50	34,20	4,68	0,00	24,79	98,17	0,000	4,634	8,000	0,596	0,000	3,169	8,399
	0,00	28,13	32,36	5,53	0,01	31,86	97,89	0,000	3,992	8,000	0,744	0,001	4,302	9,039
	0,00	28,47	32,50	5,33	0,02	31,70	98,02	0,000	4,024	8,000	0,714	0,002	4,263	9,001
	0,00	28,65	32,23	5,12	0,01	31,99	98,01	0,000	4,083	8,000	0,692	0,001	4,338	9,113
	0,00	27,41	31,83	5,50	0,00	32,18	96,92	0,000	3,956	8,000	0,752	0,000	4,419	9,126
	0,00	28,27	32,57	5,74	0,00	31,59	98,17	0,000	3,986	8,000	0,767	0,000	4,239	8,992
	0,00	28,11	32,26	5,83	0,00	31,32	97,52	0,000	4,002	8,000	0,786	0,000	4,244	9,032
	0,00	28,20	31,85	5,27	0,04	31,73	97,10	0,000	4,068	8,000	0,721	0,003	4,354	9,143
	0,00	28,38	32,10	5,52	0,00	31,66	97,67	0,000	4,061	8,000	0,749	0,000	4,311	9,121
n 10	0,00	28,86	32,40	5,38	0,01	31,07	97,72	0,000	4,091	8,000	0,722	0,001	4,191	9,004
690964	0,00	38,31	34,67	4,54	0,00	20,23	97,74	0,000	5,075	8,000	0,570	0,000	2,550	8,195
(Nourricier B)	0,00	27,78	32,22	7,45	0,00	30,30	97,75	0,000	3,961	8,000	1,006	0,000	4,110	9,078
	0,00	27,81	32,28	7,55	0,00	30,25	97,90	0,000	3,957	8,000	1,019	0,000	4,096	9,072
	0,00	28,16	32,01	6,86	0,02	30,34	97,39	0,000	4,041	8,000	0,933	0,001	4,142	9,116
	0,00	27,74	32,12	7,40	0,03	30,31	97,60	0,000	3,966	8,000	1,002	0,002	4,124	9,092
	0,14	28,60	31,77	7,24	0,07	29,67	97,48	0,018	4,136	8,000	0,992	0,005	4,082	9,210
	0,00	27,87	32,01	7,62	0,00	30,14	97,64	0,000	3,999	8,000	1,035	0,000	4,115	9,148
	0,00	28,96	31,73	6,56	0,01	30,05	97,31	0,000	4,191	8,000	0,900	0,001	4,139	9,230
	0,00	28,00	31,90	7,19	0,00	30,20	97,29	0,000	4,032	8,000	0,982	0,000	4,138	9,151
	0,00	28,11	32,17	6,69	0,01	30,77	97,74	0,000	4,013	8,000	0,905	0,001	4,180	9,098
	0,10	28,21	31,63	6,80	0,01	30,67	97,42	0,013	4,096	8,000	0,935	0,001	4,238	9,270
n 11	0,02	29,05	32,23	6,90	0,01	29,36	97,57	0,003	4,140	8,000	0,932	0,001	3,981	9,053
Sulfures semi-massifs														
2349C	0,00	28,93	33,35	6,91	0,02	30,12	99,32	0,000	3,984	8,000	0,902	0,001	3,947	8,833
(Nourricier A)	0,00	28,96	32,85	6,94	0,02	29,73	98,49	0,000	4,050	8,000	0,919	0,001	3,957	8,926
	0,00	28,85	33,07	7,12	0,00	29,89	98,93	0,000	4,006	8,000	0,937	0,000	3,950	8,894
	0,00	28,56	33,12	7,11	0,00	30,12	98,90	0,000	3,961	8,000	0,934	0,000	3,976	8,871
	0,00	29,15	33,01	6,90	0,00	29,69	98,74	0,000	4,056	8,000	0,910	0,000	3,930	8,896
	0,00	28,51	33,31	7,31	0,01	29,85	98,99	0,000	3,931	8,000	0,955	0,001	3,917	8,803
	0,00	28,51	33,23	7,52	0,00	29,76	99,02	0,000	3,941	8,000	0,984	0,000	3,914	8,839
n 7	0,00	28,78	33,13	7,11	0,01	29,88	98,91	0,000	3,990	8,000	0,934	0,000	3,942	8,866
690741	0,00	28,78	33,34	4,43	0,00	32,55	99,10	0,000	3,965	8,000	0,579	0,000	4,267	8,812
(Manouane)	0,07	27,49	33,21	6,86	0,00	31,23	98,85	0,008	3,802	8,000	0,899	0,000	4,109	8,810
	0,00	29,28	33,21	3,17	0,00	33,11	98,77	0,000	4,049	8,000	0,415	0,000	4,357	8,822
	0,00	27,14	33,30	7,13	0,06	31,17	98,79	0,000	3,744	8,000	0,932	0,004	4,091	8,766
	0,00	27,79	33,06	6,61	0,00	31,49	98,95	0,000	3,862	8,000	0,871	0,000	4,163	8,896
	0,00	28,00	33,02	6,10	0,02	31,59	98,74	0,000	3,894	8,000	0,804	0,002	4,181	8,880
n 6	0,01	28,08	33,19	5,72	0,01	31,86	98,87	0,001	3,886	8,000	0,750	0,001	4,195	8,831
Sulfures disséminés														
LH25	0,04	30,37	31,91	3,31	0,02	31,78	97,42	0,005	4,373	8,000	0,452	0,001	4,353	9,177
(Manouane)	0,00	30,17	31,97	3,60	0,00	31,49	97,23	0,000	4,334	8,000	0,489	0,000	4,305	9,128
n 2	0,02	30,27	31,94	3,45	0,01	31,64	97,32	0,002	4,353	8,000	0,471	0,001	4,329	9,153

* les données en italiques sont sous la limite de détection

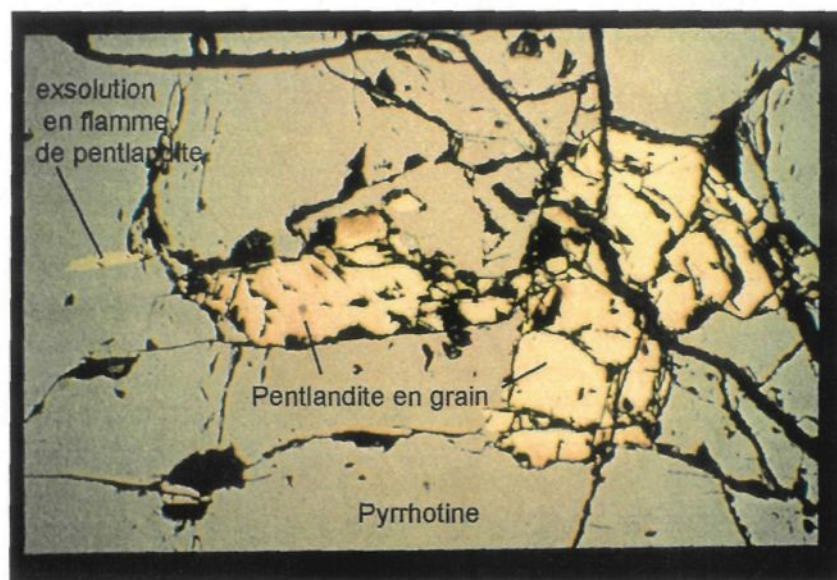


Planche 8.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines d'Or Virginia): La pentlandite forme des grains en bordure des fractures de la pyrrhotine ainsi que des exolutions en flammes. Champ oculaire 1.25mm x 0.87mm.

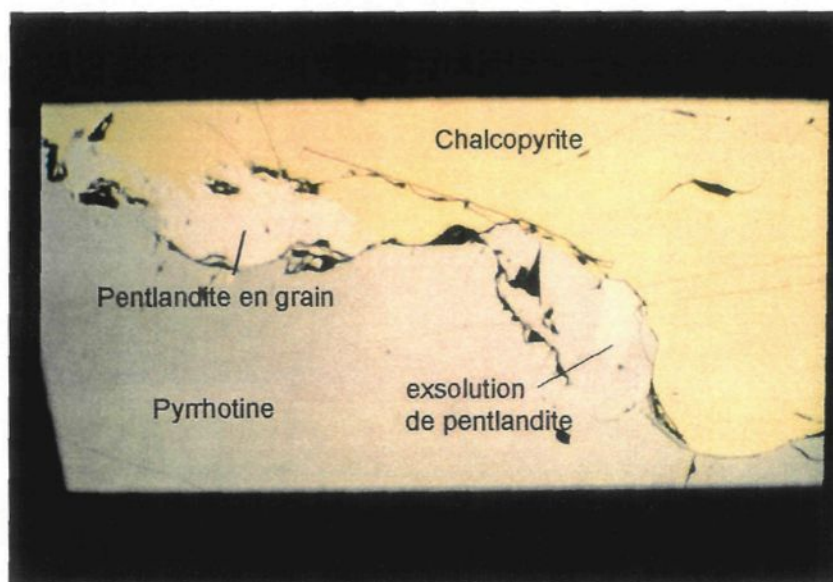


Planche 8.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon de sulfures massifs de la zone de Nourricier B (échantillon 690964): Chalcopyrite bordée de grains de pentlandite . Champ oculaire 0.6mm x 0.44mm.

soufre, les ratios S :Fe approchent ceux de la pentlandite $(\text{Fe, Ni, Co})_9\text{S}_8$. Les différences dans les ratios peuvent être attribuées à des solutions solides n'atteignant pas la substitution complète. Le ratio pentlandite-sulfures indique que les teneurs en Ni dépasseront difficilement les 0.6% dans les sulfures massifs (si l'on considère que les 2 % de pentlandite contiennent 30% Ni).

Chalcopyrite

La chalcopyrite des sulfures massifs étudiés atteint 2 à 5% des échantillons. Elle se présente sous forme de grains xénomorphes, sub-arrondis à allongés, essentiellement concentrés en bordure de la pyrrhotine (Planche 8.B). Dans les sulfures massifs de la zone de Nourricier B, 60% de la chalcopyrite est sous forme de veinules irrégulières recoupant la pyrrhotine. Les analyses par microsonde (tableau 3.6) indiquent des teneurs constantes en Cu de 34.46% dans la zone de Manouane et 34.55% dans la zone de Nourricier B. Seul un spécimen contient des quantités de Ni supérieures à la limite de détection. Les calculs stœchiométriques donnent un ratio S :Fe avoisinant 2. Le ratio chalcopyrite-sulfures indique que les teneurs en Cu ne dépasseront pas les 1.5% dans les sulfures massifs (si l'on considère que les 5 % de chalcopyrite contiennent 30% Cu).

Tableau 3.6. Composition chimique de la chalcopirite
Sulfures massifs

Proportions atomiques
sur une base de 2 atomes de soufre

	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
690739	34,68	31,46	34,71	0,00*	0,00	0,00	100,84	1,008	1,041	2,000	0,000	0,000	0,000
(Manouane)	34,74	31,54	34,34	0,02	0,00	0,07	100,70	1,021	1,055	2,000	0,001	0,000	0,002
	34,46	31,61	34,34	0,00	0,04	0,00	100,44	1,013	1,057	2,000	0,000	0,001	0,000
n 3	34,63	31,53	34,46	0,01	0,01	0,02	100,66	1,014	1,051	2,000	0,000	0,000	0,001
690964	33,97	31,36	34,28	0,00	0,00	0,00	99,61	1,000	1,050	2,000	0,000	0,000	0,000
(Nourricier B)	34,85	31,33	34,52	0,00	0,01	0,00	100,70	1,019	1,042	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,88	31,26	34,73	0,00	0,00	0,00	100,87	1,014	1,034	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,02	31,37	33,80	0,00	0,03	0,00	99,21	1,016	1,066	2,000	0,000	0,000	0,000
	35,03	31,52	34,00	0,00	0,00	0,00	100,55	1,040	1,065	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,81	31,15	33,95	0,00	0,00	0,00	99,91	1,035	1,054	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,28	31,51	34,15	0,00	0,00	0,00	99,95	1,013	1,060	2,000	0,000	0,000	0,000
n 7	34,55	31,36	34,20	0,00	0,01	0,00	100,12	1,019	1,053	2,000	0,000	0,000	0,000
Sulfures semi-massifs													
690741	34,43	31,45	35,07	0,00	0,00	0,00	100,95	0,991	1,030	2,000	0,000	0,000	0,000
(Manouane)	34,28	31,60	35,22	0,00	0,03	0,00	101,12	0,982	1,030	2,000	0,000	0,001	0,000
	34,36	31,32	35,01	0,00	0,00	0,01	100,69	0,990	1,027	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,78	31,54	35,64	0,01	0,00	0,00	101,97	0,985	1,016	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,22	31,64	35,46	0,01	0,00	0,00	101,33	0,974	1,025	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,59	31,49	35,14	0,05	0,05	0,09	101,41	0,993	1,029	2,000	0,002	0,001	0,003
	34,59	31,61	35,21	0,00	0,00	0,01	101,44	0,991	1,031	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,86	31,80	35,55	0,00	0,00	0,00	101,21	0,961	1,027	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,51	31,53	35,57	0,01	0,00	0,01	101,62	0,979	1,018	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,17	31,50	35,58	0,00	0,02	0,00	101,27	0,969	1,017	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,84	31,43	35,08	0,00	0,00	0,00	100,36	0,973	1,029	2,000	0,000	0,000	0,000
	35,15	31,47	35,49	0,01	0,00	0,00	102,13	1,000	1,018	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,02	31,41	35,64	0,00	0,03	0,00	101,10	0,963	1,012	2,000	0,000	0,000	0,000
n 13	34,37	31,52	35,36	0,01	0,01	0,01	101,27	0,981	1,024	2,000	0,000	0,000	0,000
690800 (Paul)	34,15	31,42	37,12	0,05	0,00	0,02	102,76	0,928	0,972	2,000	0,002	0,000	0,000
n 1	34,15	31,42	37,12	0,05	0,00	0,02	102,76	0,928	0,972	2,000	0,002	0,000	0,000
2349C	34,25	31,70	35,08	0,00	0,04	0,00	101,07	0,985	1,038	2,000	0,000	0,001	0,000
(Nourricier A)	33,93	31,52	34,87	0,00	0,00	0,00	100,32	0,982	1,038	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,24	31,44	35,04	0,00	0,00	0,01	100,73	0,986	1,031	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,10	31,37	34,97	0,00	0,00	0,00	100,44	0,984	1,030	2,000	0,000	0,000	0,000
n 4	34,13	31,51	34,99	0,00	0,01	0,00	100,64	0,984	1,034	2,000	0,000	0,000	0,000
689841	34,79	29,79	34,66	0,01	0,03	0,06	99,36	1,013	0,987	2,000	0,000	0,001	0,002
(Nourricier B)	34,57	29,86	34,48	0,00	0,00	0,00	98,92	1,012	0,994	2,000	0,000	0,000	0,000
	35,14	29,74	34,17	0,00	0,00	0,01	99,06	1,038	1,000	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,92	29,72	34,41	0,00	0,02	0,01	98,07	0,995	0,992	2,000	0,000	0,000	0,000
n 4	34,61	29,78	34,43	0,00	0,01	0,02	98,86	1,014	0,993	2,000	0,000	0,000	0,001
689842	34,06	31,49	36,92	0,00	0,03	0,00	102,50	0,931	0,980	2,000	0,000	0,001	0,000
(Nourricier B)	33,82	31,30	37,45	0,00	0,02	0,01	102,60	0,911	0,960	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,66	31,58	36,73	0,00	0,00	0,00	101,97	0,925	0,988	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,31	31,68	36,98	0,00	0,03	0,00	102,01	0,909	0,984	2,000	0,000	0,001	0,000
	33,72	31,44	37,38	0,00	0,05	0,01	102,59	0,910	0,966	2,000	0,000	0,001	0,000
	33,55	31,64	37,28	0,00	0,00	0,01	102,47	0,908	0,975	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,17	31,39	36,84	0,00	0,02	0,01	102,42	0,936	0,979	2,000	0,000	0,000	0,000
n 7	33,75	31,50	37,08	0,00	0,02	0,00	102,37	0,919	0,976	2,000	0,000	0,000	0,000

* les données en italiques sont sous la limite de détection

**Tableau 3.6. Composition chimique de la chalcopirite
Sulfures disséminés**

**Proportions atomiques
sur une base de 2 atomes de soufre**

	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni
2349	34,05	30,96	35,10	0,00	0,01	0,01	100,11	0,979	1,013	2,000	0,000	0,000	0,000
(Nourricier A)	33,08	31,15	35,34	0,00	0,00	0,01	99,58	0,945	1,012	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,67	31,34	35,25	0,00	0,00	0,00	100,27	0,964	1,021	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,11	30,64	34,96	0,02	0,00	0,02	99,74	0,985	1,007	2,000	0,001	0,000	0,000
n 4	33,73	31,02	35,16	0,01	0,00	0,01	99,93	0,968	1,013	2,000	0,000	0,000	0,000
2390	33,54	31,10	37,09	0,00	0,00	0,01	101,74	0,913	0,963	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,01	31,68	37,47	0,00	0,00	0,01	102,18	0,889	0,971	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,55	31,80	37,16	0,00	0,01	0,00	102,52	0,911	0,983	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,74	31,81	37,10	0,00	0,05	0,01	102,71	0,918	0,985	2,000	0,000	0,001	0,000
n 4	33,46	31,60	37,21	0,00	0,02	0,01	102,29	0,908	0,975	2,000	0,000	0,000	0,000
2396A	34,06	31,21	34,42	0,00	0,00	0,00	99,69	0,999	1,041	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,24	31,42	34,65	0,00	0,04	0,00	100,35	0,997	1,041	2,000	0,000	0,001	0,000
	33,84	31,44	34,68	0,00	0,00	0,01	99,96	0,985	1,041	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,05	31,52	34,29	0,00	0,00	0,01	99,87	1,002	1,055	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,63	31,60	34,91	0,00	0,01	0,01	100,16	0,972	1,040	2,000	0,000	0,000	0,000
n 5	33,96	31,44	34,59	0,00	0,01	0,01	100,01	0,991	1,044	2,000	0,000	0,000	0,000
2474	33,51	31,46	36,83	0,00	0,00	0,01	101,81	0,918	0,981	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,64	31,59	36,77	0,00	0,00	0,01	102,01	0,923	0,987	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,95	30,81	37,44	0,04	0,01	0,07	102,31	0,915	0,945	2,000	0,001	0,000	0,002
n 3	33,70	31,29	37,01	0,01	0,00	0,03	102,04	0,919	0,971	2,000	0,000	0,000	0,001
2567A	34,31	31,59	34,10	0,00	0,00	0,00	100,00	1,015	1,064	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,41	31,76	34,38	0,00	0,04	0,00	100,59	1,010	1,061	2,000	0,000	0,001	0,000
	34,00	31,40	33,98	0,00	0,08	0,00	99,46	1,010	1,061	2,000	0,000	0,001	0,000
n 3	34,24	31,58	34,15	0,00	0,04	0,00	100,02	1,01	1,06	2,00	0,00	0,00	0,00
2567B2	34,07	31,56	34,36	0,00	0,00	0,01	100,01	1,001	1,055	2,000	0,000	0,000	0,000
	34,59	32,01	33,90	0,00	0,00	0,02	100,52	1,030	1,084	2,000	0,000	0,000	0,001
	34,12	31,46	34,44	0,00	0,00	0,03	100,05	1,000	1,049	2,000	0,000	0,000	0,001
	34,03	31,81	34,87	0,00	0,04	0,01	100,76	0,985	1,048	2,000	0,000	0,001	0,000
n 4	34,20	31,71	34,39	0,00	0,01	0,02	100,33	1,00	1,06	2,00	0,00	0,00	0,00
2568A	34,61	31,53	34,01	0,01	0,03	0,00	100,18	1,027	1,064	2,000	0,000	0,001	0,000
	34,13	31,33	34,10	0,02	0,01	0,05	99,64	1,010	1,055	2,000	0,001	0,000	0,002
	34,32	31,05	34,49	0,00	0,00	0,03	99,88	1,004	1,034	2,000	0,000	0,000	0,001
	33,82	31,46	33,85	0,01	0,00	0,00	99,13	1,008	1,068	2,000	0,000	0,000	0,000
n 4	34,22	31,34	34,11	0,01	0,01	0,02	99,71	1,012	1,055	2,000	0,000	0,000	0,001
2568C	33,11	31,54	36,79	0,00	0,03	0,01	101,48	0,908	0,985	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,67	31,40	36,47	0,00	0,03	0,01	101,58	0,932	0,989	2,000	0,000	0,000	0,000
n 2	33,39	31,47	36,63	0,00	0,03	0,01	101,53	0,920	0,987	2,000	0,000	0,000	0,000
LH25	34,53	31,69	33,63	0,00	0,00	0,01	99,85	1,036	1,082	2,000	0,000	0,000	0,000
(Manouane)	33,91	32,56	33,99	0,00	0,02	0,05	100,53	1,007	1,100	2,000	0,000	0,000	0,002
n 2	34,22	32,12	33,81	0,00	0,01	0,03	100,19	1,021	1,091	2,000	0,000	0,000	0,001
690742	33,99	31,56	37,23	0,00	0,02	0,01	102,80	0,922	0,973	2,000	0,000	0,000	0,000
(Manouane)	34,13	31,44	37,23	0,00	0,00	0,00	102,81	0,925	0,970	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,99	31,41	37,23	0,00	0,00	0,00	102,63	0,921	0,969	2,000	0,000	0,000	0,000
	33,77	31,68	37,17	0,01	0,00	0,00	102,62	0,917	0,979	2,000	0,000	0,000	0,000
n 4	33,97	31,52	37,22	0,00	0,01	0,00	102,71	0,921	0,973	2,000	0,000	0,000	0,000

* les données en italiques sont sous la limite de détection

3.5.3 Sulfures semi-massifs et disséminés

Pyrrhotine

Le comportement de la pyrrhotine de ces minéralisations est semblable (Planche 9.A, 11.B) à celui décrit pour les sulfures massifs (ie : matriciel et interstitiel). De plus, des globules ronds de pyrrhotine (Planche 9.B, 10.A) associés à un peu de chalcopryrite ont été observés dans des phénocristaux d'apatite. La pyrrhotine est également associée à l'altération des minéraux silicatés mafiques. Les résultats des analyses de microsonde sont donnés dans le tableau 3.4. Les calculs stœchiométriques favorisent la structure monoclinique de cette phase pour l'ensemble des échantillons.

Pentlandite

L'abondance de la pentlandite observable est proportionnelle à l'abondance de la pyrrhotine. Son association avec la pyrrhotine n'est jamais démentie. Elle y forme des veinules irrégulières (Planche 11.A), des amas xénomorphes en bordure des cristaux de pyrrhotine et de chalcopryrite et plus rarement des exsolutions en flammes. Les teneurs en cobalt varient pour les sulfures semi-massifs de 5.72% à 7.11% et de 3.45% dans les sulfures disséminés (tableau 3.5).

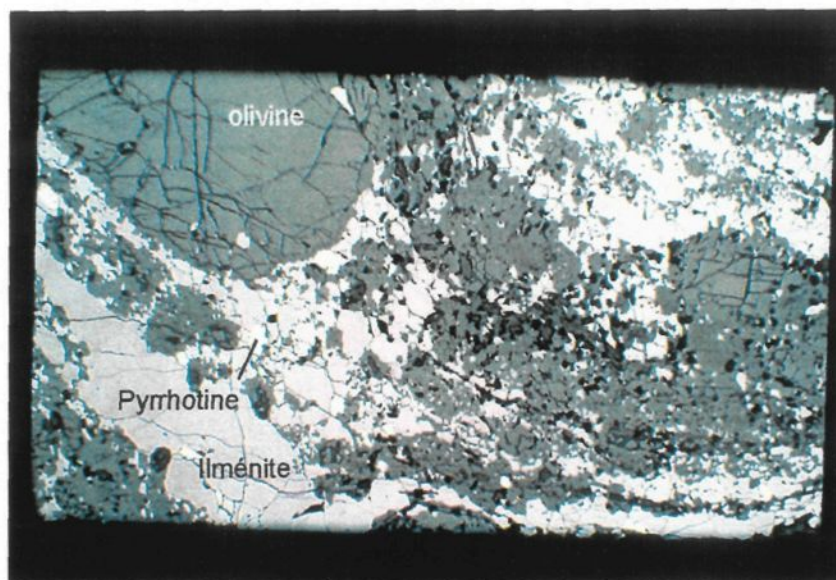


Planche 9.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Échantillon fortement déformé avec recristallisation des oxydes et sulfures, la pyrrhotine forme des jonctions triples avec l'ilménite. Champ oculaire 5mm x 3.5m

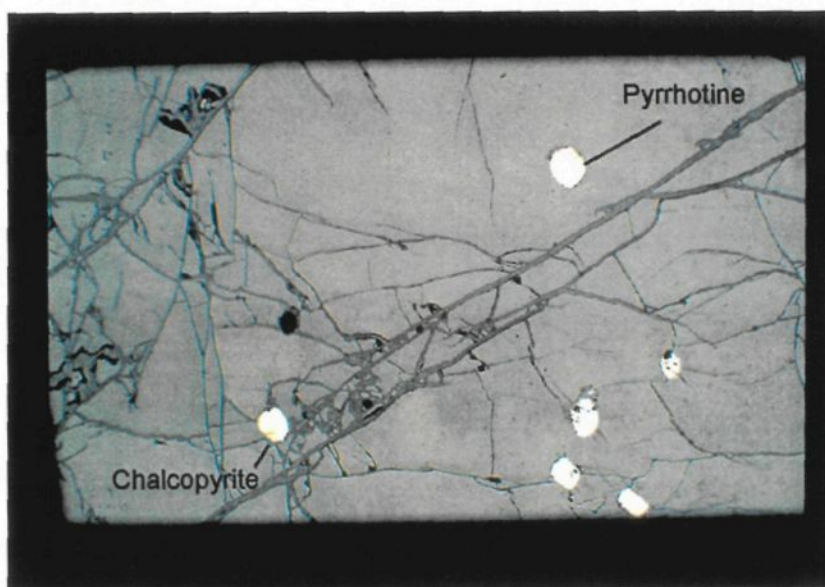


Planche 9.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier B (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Goutte de pyrrhotine dans des minéraux silicatés. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

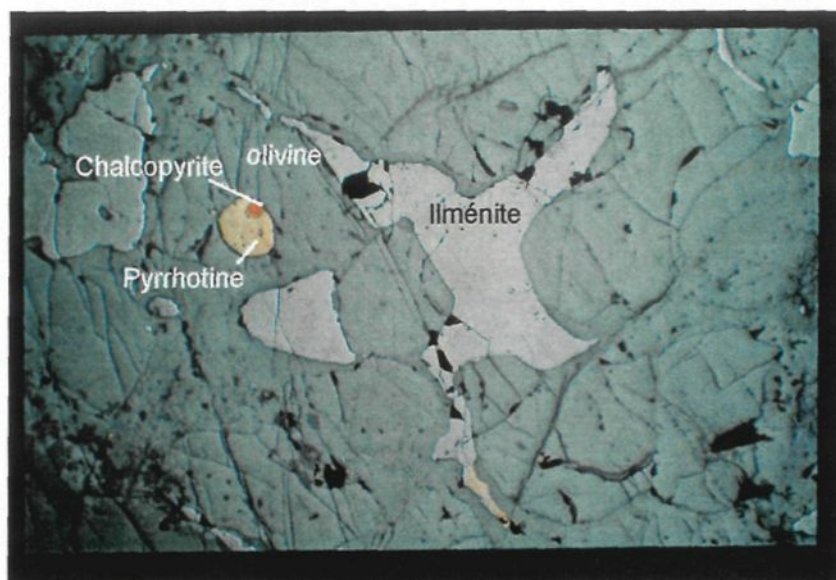


Planche 10.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Paul (échantillon LH23): Goutte de pyrrhotine avec chalcopryrite dans l'olivine. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

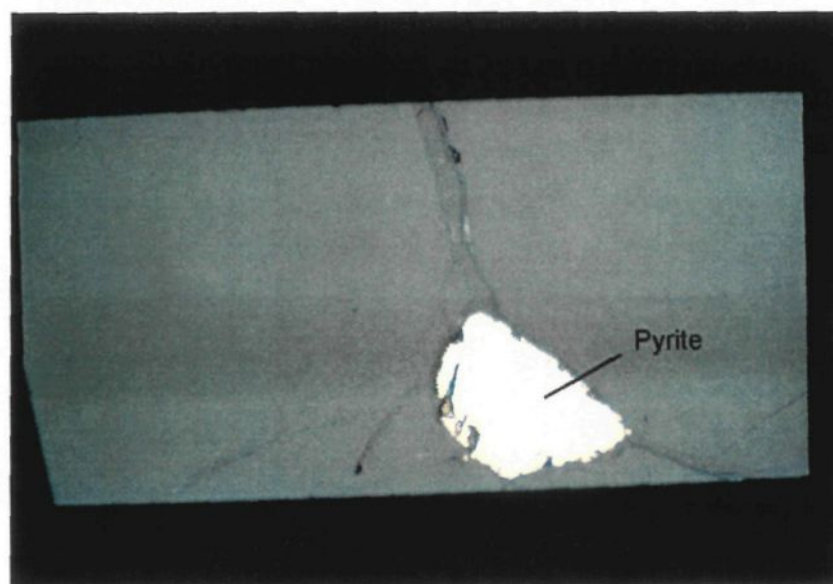


Planche 10.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un gabbro à sulfures disséminés de la zone de Nouricier B (échantillon LH13): Pyrite à la jonctions triples de minéraux silicatés. Champ oculaire 0.3mm x 0.2mm.

Chalcopyrite

La chalcopyrite des sulfures semi-massifs et disséminés varie de traces à 20% des échantillons. Tout comme dans les sulfures massifs, elle se présente sous forme de grains xénomorphes, sub-arrondis à allongés, essentiellement concentrée en bordure de la pyrrhotine, et sous forme de veinules irrégulières recoupant la pyrrhotine (Planche 10.A, 11.B). Cependant dans l'échantillon 689842, la chalcopyrite forme la phase sulfurée dominante, elle y est interstitielle aux cumulats de plagioclase dont elle envahie les fractures. Une autre particularité de cet échantillon est la présence de macles lamellaires dans le sulfure de cuivre. Les résultats des analyses de microsonde sont donnés dans le tableau 3.6. La présence de macles lamellaires combinée à la réinjection de chalcopyrite dans les fractures des phases silicatées suggèrent une remobilisation tectonique tardive de la chalcopyrite.

Pyrite

La pyrite est peu commune dans les zones semi-massives. Un seul échantillon (690800) contient des traces de pyrite hypidiomorphe dans la pyrrhotine (Planche 10.B) e. La pyrite est plus commune dans les sulfures disséminés où elle montre un habitus idiomorphe. Elle peut contenir de la chalcopyrite et un peu de pyrrhotine. Les données de microsonde (tableau 3.7) indiquent un contenu variable en Co. La pyrite est plus généralement associée aux sulfures disséminés. Les plus grandes quantités de pyrite sont associées à des

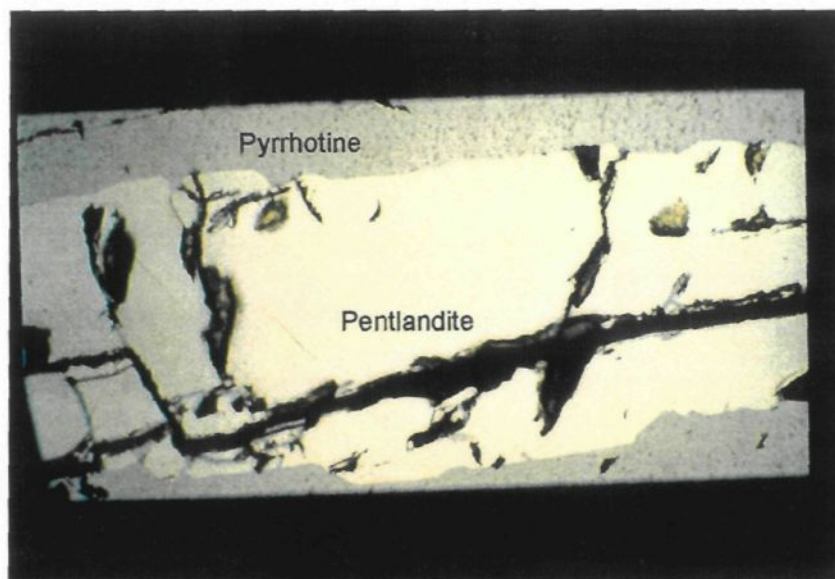


Planche 11.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier A (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Grains de pentlandite localisés le long des fractures dans la pyrrhotine. Champ oculaire 0.3mm x 0.2m

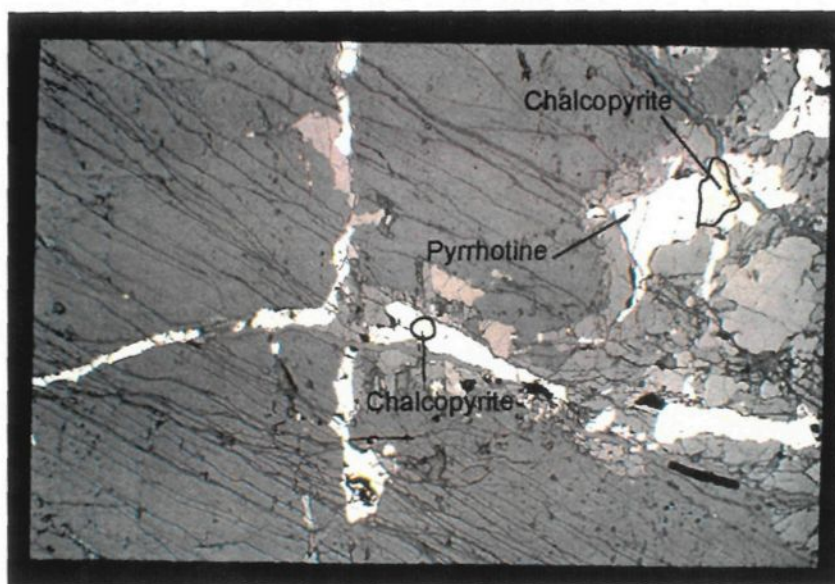


Planche 11.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures disséminés de la zone de Nourricier B (lame mince provenant de Mines D'Or Virginia): Remobilisation de pyrrhotine et chalcoppyrite dans les fractures des minéraux silicatés. Champ oculaire 5mm x 3.5mm.

**Tableau 3.7. Composition chimique de la pyrite
Sulfures disséminés**

Sulfures disséminés								Proportions atomiques sur une base de 2 atomes de soufre						
	Cu %	Fe %	S %	Co %	Pd %	Ni %	Total	Cu	Fe	S	Co	Pd	Ni	
2390	0,06	42,99	55,09	0,11	0,00	1,04	99,29	0,001	0,896	2,000	0,002	0,000	0,021	
	0,0*	42,58	55,25	0,07	0,00	0,45	98,36	0,000	0,885	2,000	0,001	0,000	0,009	
	0,10	43,45	55,35	0,13	0,00	0,38	99,42	0,002	0,901	2,000	0,003	0,000	0,007	
	0,00	43,74	54,63	0,08	0,01	0,30	98,76	0,000	0,920	2,000	0,002	0,000	0,006	
n 4	0,04	43,19	55,08	0,10	0,00	0,54	98,96	0,001	0,900	2,000	0,002	0,000	0,011	
2396A	0,00	46,60	53,75	0,00	0,04	0,02	100,41	0,000	0,996	2,000	0,000	0,000	0,000	
n 1	0,00	46,60	53,75	0,00	0,04	0,02	100,41	0,000	0,996	2,000	0,000	0,000	0,000	
2567B2	0,00	46,55	53,17	0,00	0,00	0,01	99,72	0,000	1,005	2,000	0,000	0,000	0,000	
	0,19	45,90	53,38	0,77	0,00	0,01	100,26	0,004	0,987	2,000	0,016	0,000	0,000	
n 2	0,09	46,23	53,28	0,39	0,00	0,01	99,99	0,002	0,996	2,000	0,008	0,000	0,000	
2568A	0,00	45,28	52,75	0,00	0,00	1,43	99,47	0,000	0,986	2,000	0,000	0,000	0,030	
	0,07	45,88	52,62	0,85	0,00	0,01	99,43	0,001	1,001	2,000	0,018	0,000	0,000	
	0,13	45,31	52,36	1,16	0,00	0,01	98,97	0,003	0,994	2,000	0,024	0,000	0,000	
	0,00	46,65	52,86	0,00	0,00	0,00	99,51	0,000	1,014	2,000	0,000	0,000	0,000	
	0,13	46,02	52,66	0,71	0,00	0,00	99,51	0,002	1,004	2,000	0,015	0,000	0,000	
	0,01	45,30	52,45	0,00	0,06	1,40	99,22	0,000	0,992	2,000	0,000	0,001	0,029	
	0,00	44,92	52,89	1,73	0,00	0,04	99,59	0,000	0,975	2,000	0,036	0,000	0,001	
	0,00	45,28	52,97	1,37	0,00	0,01	99,63	0,000	0,982	2,000	0,028	0,000	0,000	
	0,00	45,78	52,95	0,72	0,00	0,01	99,45	0,000	0,993	2,000	0,015	0,000	0,000	
	0,00	45,32	53,52	1,13	0,00	0,00	99,96	0,000	0,972	2,000	0,023	0,000	0,000	
	n 10	0,03	45,57	52,80	0,77	0,01	0,29	99,47	0,001	0,991	2,000	0,016	0,000	0,006
	2568C	0,03	44,38	56,76	1,73	0,00	0,01	102,92	0,001	0,898	2,000	0,033	0,000	0,000
n 1	0,03	44,38	56,76	1,73	0,00	0,01	102,92	0,001	0,898	2,000	0,033	0,000	0,000	

* les données en italiques sont sous la limite de détection

hornblendites et n'excèdent pas 3% de la roche. L'association de la pyrite avec les roches au plus haut contenu en hornblende, ainsi que la présence résiduelle de pyrrhotine et chalcopryrite au sein des grains hypidiomorphes indiquent que ce minéral est généré par l'altération et le remplacement de phases sulfurées antérieures.

3.5.4 Les oxydes

L'ilménite est la phase dominante des oxydes, elle est généralement associée aux sulfures massifs où elle forme des amas de grains xénomorphes de 0.5 mm. L'ilménite est une phase post-cumulus contenant des globules de pyrrhotine et chalcopryrite (Planche 12.A). L'ilménite présente dans les sulfures massifs du secteur Nourricier confirme l'hypothèse de la co-précipitation par la présence de globules arrondis, localement centimétriques, dans les amas de sulfures (Planche 12.B et 13.A). Dans les zones les plus métamorphisées les oxydes sont recristallisés et présentent des jonctions triples (Planche 13.B). Dans les sulfures semi-massifs et disséminés, de la magnétite sous forme de grains ou d'exsolutions, est présente en faible quantité. La phase dominante reste l'ilménite. Aucune analyse de microsonde n'a été effectuée sur les oxydes dans le cadre de cette étude. Cependant, les oxydes et l'apatite font l'objet d'une recherche de maîtrise actuellement en cours à l'UQAC (Fredette, en cours).

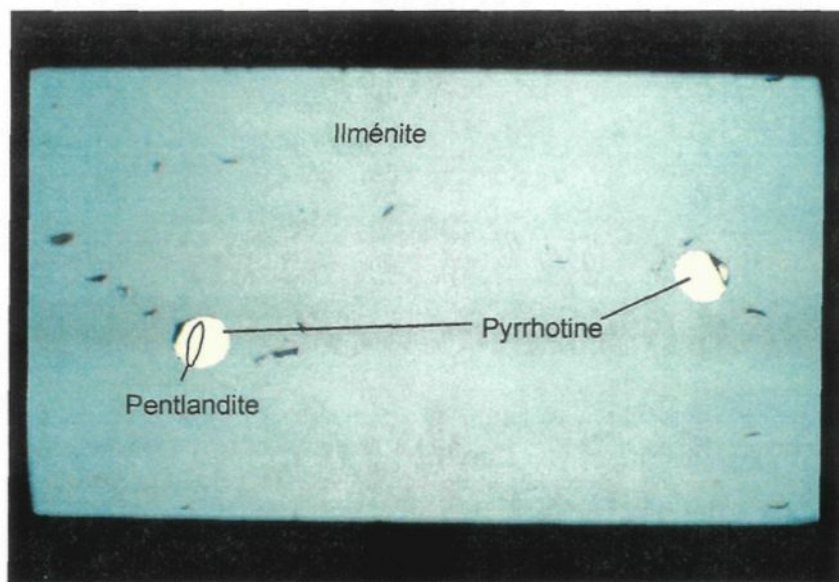


Planche 12.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): Ilménite contenant des gouttes de pyrrhotine. Champ oculaire 5mm x 3.5m

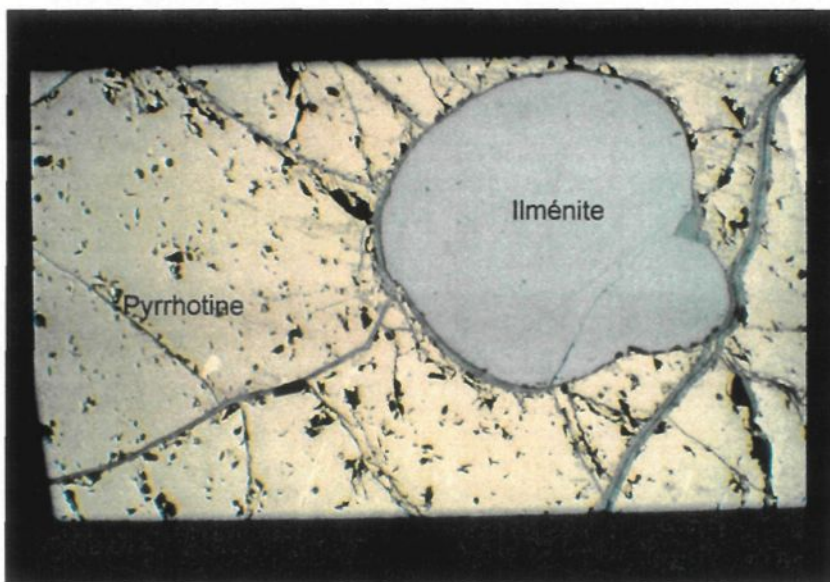


Planche 12.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): Goutte d'ilménite dans un amas de pyrrhotine. Champ oculaire 5mm x 3.5m.

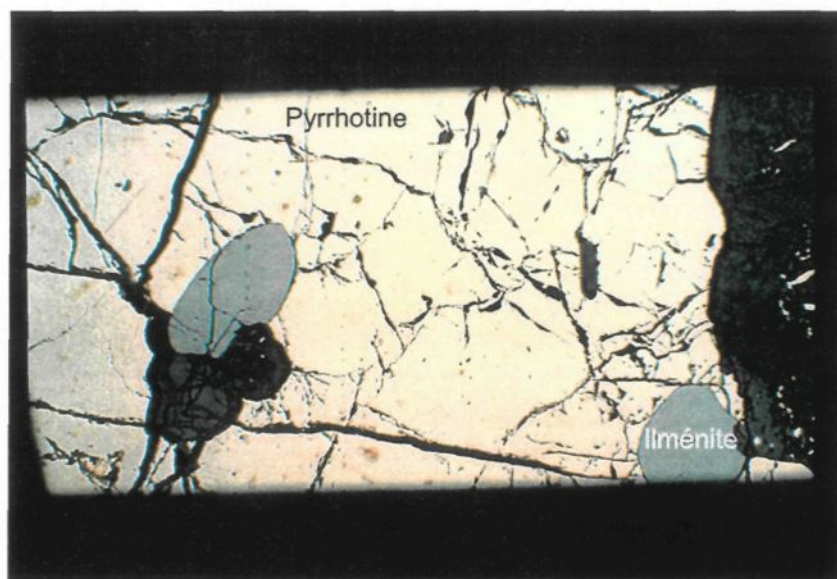


Planche 13.A. Microphotographie en lumière réfléchie d'un échantillon à sulfures semi-massifs de la zone de Nourricier A (échantillon 2349C): Ilménite contenant des gouttes de pyrrhotine. Champ oculaire 5mm x 3.5m

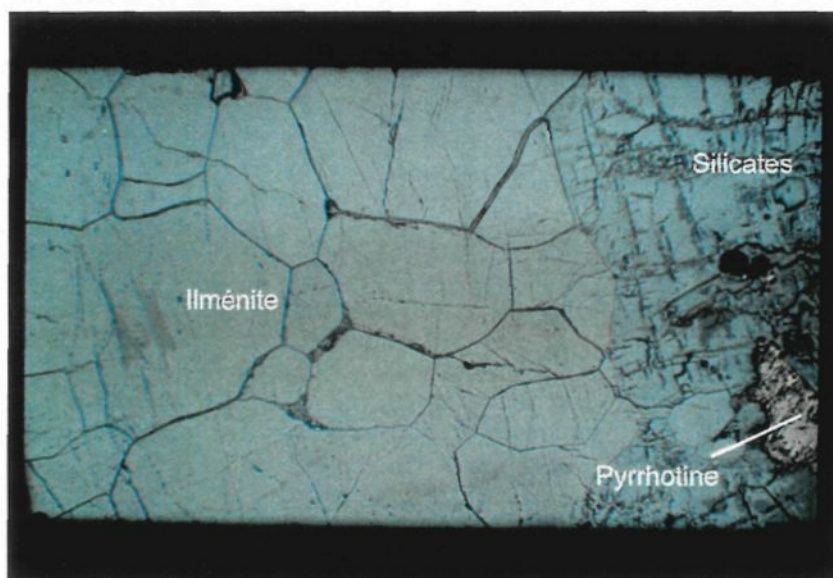


Planche 13.B. Microphotographie en lumière réfléchie d'une hornblendite de la zone de Houlière (échantillon 2474): Ilménite à jonctions triples. Champ oculaire 5mm x 3.5m.

Cimon et Hébert (1998) ont publié des résultats d'analyse de microsonde effectuée sur un nombre restreint d'échantillons (9) du secteur du Lac à Paul. Cimon et Hébert (1998) distinguent des unités phosphoreuses, d'unités intermédiaires et d'unités chromifères (2 échantillons : 1.2 à 2.15% de Cr_2O_5). Les ilménites analysées contiennent du Mg et MnO ainsi que des traces d'aluminium et de chrome. Les magnétites sont vanadifères (V_2O_3 de 0.27 à 1.56%). Une diminution marquée en Cr, Ni et Mg (respectivement : 0.03 à 2.95%; 0.02 à 0.14%, 0.0 à 1.19%) dans la magnétite a été établie entre les lithologies chromifères et phosphoreuses. Deux espèces de spinelles ont été identifiées, un spinelle alumineux (hercynite) localement zincifère et un spinelle titanifère (\pm ulvospinelle). Les relations observées entre l'hercynite et l'ilménite indiquent localement un remplacement de cette dernière, mais les relations ne sont pas toujours claires ce qui rend difficile la distinction entre les spinelles d'origine magmatique et les spinelles secondaires. Les spinelles alumineux sont en exsolutions dans la magnétite ainsi qu'en bordure cristaux et dans les fractures d'ilménite et de magnétite. L'ulvospinelle est essentiellement en exsolutions dans la magnétite ou en couronnes cernant différents oxydes.

3.6 Texture coronitique

La texture coronitique caractérise l'ensemble des olivines, orthopyroxènes et des oxydes du secteur du Lac à Paul. Il est commun, dans des roches ignées mafiques situées dans des terrains de haut grade métamorphique, que les olivines soient entourées de

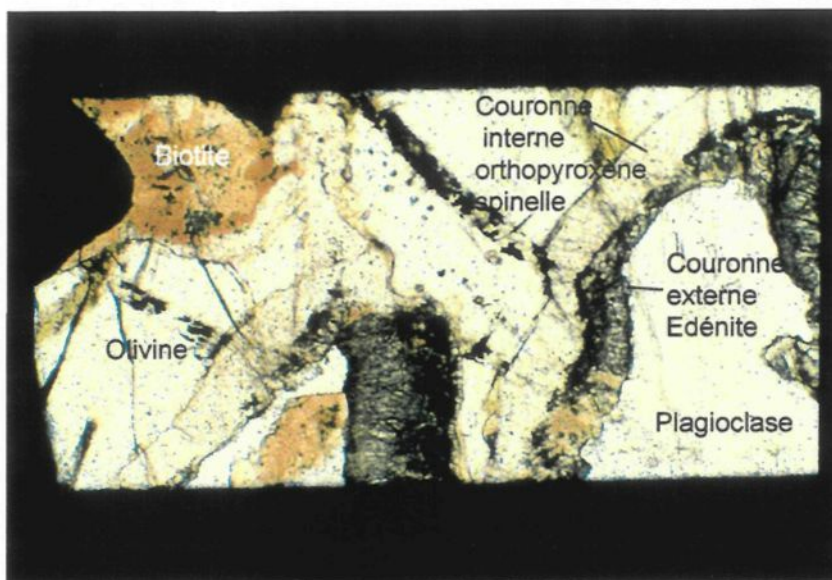


Planche 14.A. Microphotographie en lumière naturelle d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique. Champ oculaire 1.25mm x 0.87m

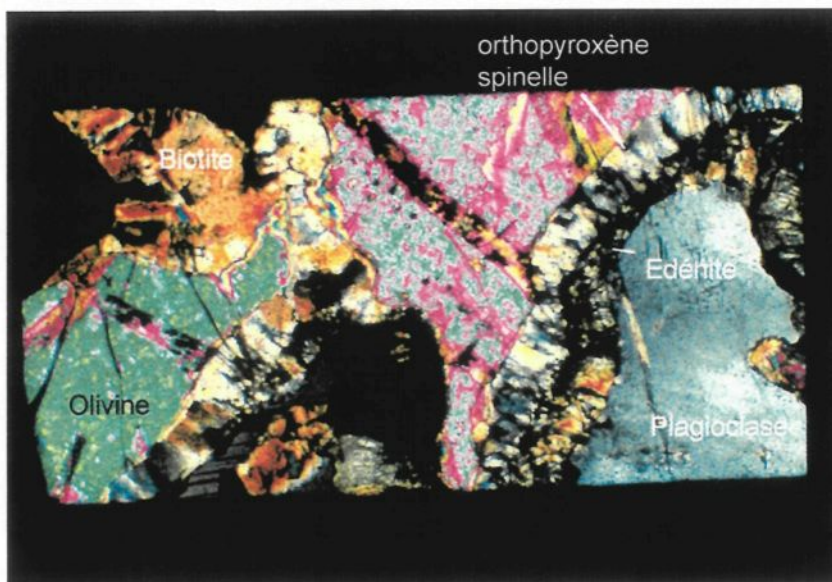
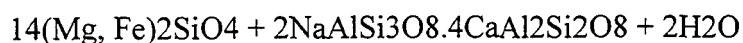


Planche 14.B. Microphotographie en lumière polarisée d'une norite à olivine (échantillon LH23): Olivine coronitique. Champ oculaire 1.25mm x 0.87m

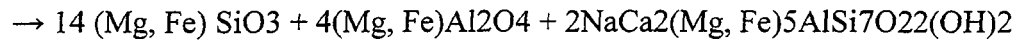
couches successives (Planche 14) constituées de combinaisons variées d'orthopyroxène, clinopyroxène, spinelles, amphibole et grenat. Ces couches ont été décrites comme des auréoles réactionnelles ou des zones de corrosion. Leur origine a été attribuée à du métamorphisme thermal, à du métamorphisme régional, à des réactions métasomatiques (Deer, Howie et Zussman, , 1982) aussi bien qu'à des réactions deutériques lors des dernières étapes de cristallisation magmatique (Herz, 1951; Frodesen, 1968; Rai, 1979). Il existe cependant un consensus qui favorise le développement de couronnes lors du refroidissement sub-solidus des magmas, à pression variant en fonction des assemblages. Les travaux de Griffin et Heier (1973) indiquent que des réactions sub-solidus entre l'olivine et le plagioclase apparaissent à des pressions supérieures à 5 kbars. Les pressions et températures de formation des couronnes estimées pour différentes anorthosites et métagabbros varient de 8 à 10 kbars pour 800 à 1000°C (Griffin, 1971; Whitney et McLelland, 1973)

Les olivines de la région du Lac à Paul sont généralement cernées d'une couronne interne d'orthopyroxène contenant localement du spinelle (LH23) et d'une couronne externe d'amphibole verte et spinelle. Aucune inter-croissance de clinopyroxène n'a pu être observée dans la couronne interne. Deer, Howie et Zussman (1963) proposent la réaction suivante:



olivine

labradorite



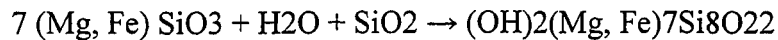
orthopyroxène

spinelles

edenite

Lorsque la cummingtonite est présente, elle est associée aux orthopyroxènes et à la hornblende. Sa position dans les couches coronitiques successives la situe entre le pyroxène et la hornblende ou plus rarement en inter-croissance avec la hornblende. Ceci suggère la réaction suivante : orthopyroxène + cummingtonite + hornblende. La formation de cummingtonite, durant les derniers stades de cristallisation de roches gabbroïques et noritiques est associée une hydratation provoquée par du retrométamorphisme (Yardley, 1989). Les réactions proposées (Deer, Howie et Zussman 1963) pour cette paragenèse sont :

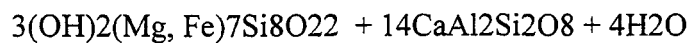
le remplacement de l'orthopyroxène par la cummingtonite



orthopyroxène

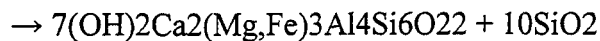
cummingtonite

2- le remplacement de la cummingtonite par la hornblende



cummingtonite

anorthite



hornblende

3.7 Évolution des olivines, pyroxènes, plagioclases et sulfures en fonction des données de microsonde

Olivine

Les olivines ayant une teneur en Fo_{50-80} sont communes dans les roches gabbroïques. Les olivines plus riches en fer se retrouvent également dans les roches gabbroïques mais sont généralement restreintes aux ferrodiorites et aux mangérites (Deer, Howie et Zussman, 1992). Les olivines de cette étude ont une teneur en Fo_{58} à 66 (tableau 3.1) correspondant à la composition d'hyalosidérite. Les teneurs en Fo obtenues par J.Fredette varient de 46 à 63% (figure 3.4 A et B) correspondant à la composition d'hyalosidérite à hortonolite. Ces variations s'expliquent par la différence des lithologies étudiées. Les échantillons de J.Fredette couvrent essentiellement des roches riches en oxydes apatite (leucotroctolites à oxydes, nelsonite, oxydes de Fe-Ti) alors que les échantillons de cette étude couvrent les indices de sulfures de Ni-Cu. Les éléments mineurs contenus dans l'olivine sont sous la limite de détection (Ni <200pp, Mn<400ppm, Cr <400 ppm, Ca <300ppm). Cependant, à titre indicatif, les figures 3.4 A et B utilisent les données obtenues pour le Ni et le Mn.

Les olivines de la région du Lac à Paul sont extrêmement pauvres en Ni comparativement aux intrusions litées et aux différentes lithologies de Voisey's Bay (figure 3.4 A). Ceci suggère la formation des olivines dans un liquide pauvre en Ni. Le Mn peut être considéré comme un élément majeur dans les olivines de la région du Lac à Paul

comparativement aux autres éléments mineurs (80 à 160 ppm). Simkin et Smith (1970) ont trouvé une corrélation positive entre le contenu en Mn et Mg des olivines provenant de diverses roches terrestres et ignées, mais aucune corrélation du contenu en Mn avec l'environnement n'a pu être faite. Ces constatations suggèrent que le contenu en Mn des olivines est relié à la cristallisation des éléments majeurs. La figure 3.4 B illustre l'évolution du magma avec la formation d'olivines ayant un contenu en Mn plus important dans les roches les plus évoluées. L'absence de hiatus compositionnel entre les olivines des webstérites et celles des nelsonites, indique que le processus de formation dominant est la cristallisation fractionnée. La tendance marquée par les lithologies respecte plus ou moins la tendance attendue dans le cas de différenciation magmatique, puisque les olivines de la dunite semble cristalliser après celles des pyroxénites et des norites.

Orthopyroxène

Les pyroxènes de cette étude ont une teneur en En_{55-71} (tableau 3.2) correspondant à la composition enstatite. La figure 3.5A indique une évolution dans la teneur en En des pyroxènes partant des pyroxènes contenus dans la dunite et les sulfures vers les nelsonites, ce qui correspond à la tendance attendue dans le cas de différenciation magmatique.

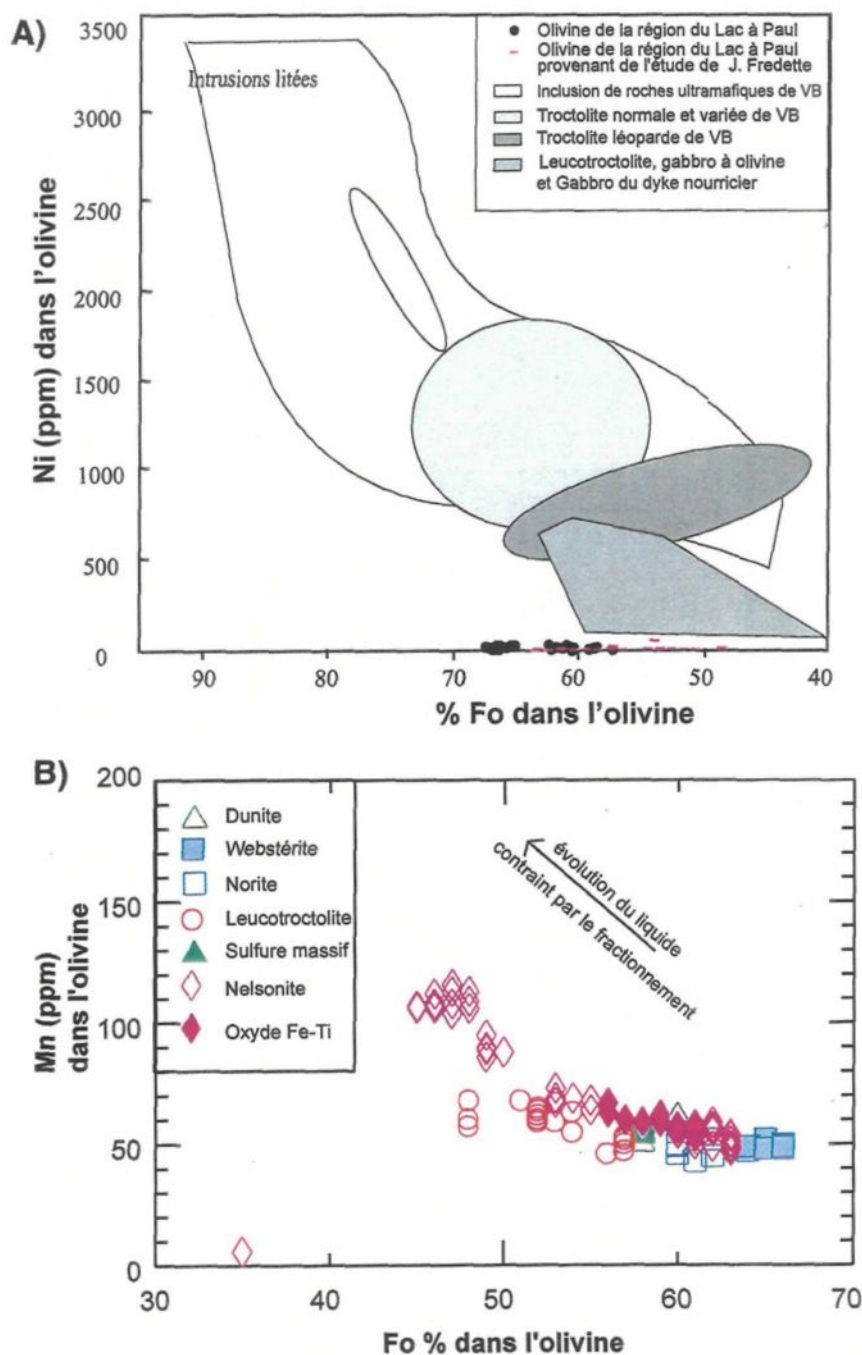
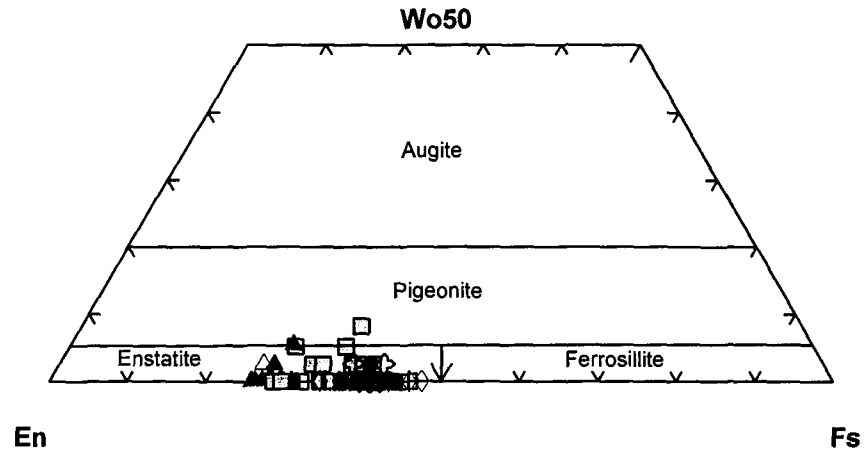


Figure 3.4. A) Contenu de Ni dans l'olivine versus contenu en fostérite, VB = Voisey's Bay. D'après Li et Naldrett (1999). **B)** Diagrammes binaires évoquant l'évolution magmatique des olivines. Les données des nelsonites, leucotroctolites et des oxydes massifs proviennent de l'étude de J. Fredette (en cours).

A)



B)

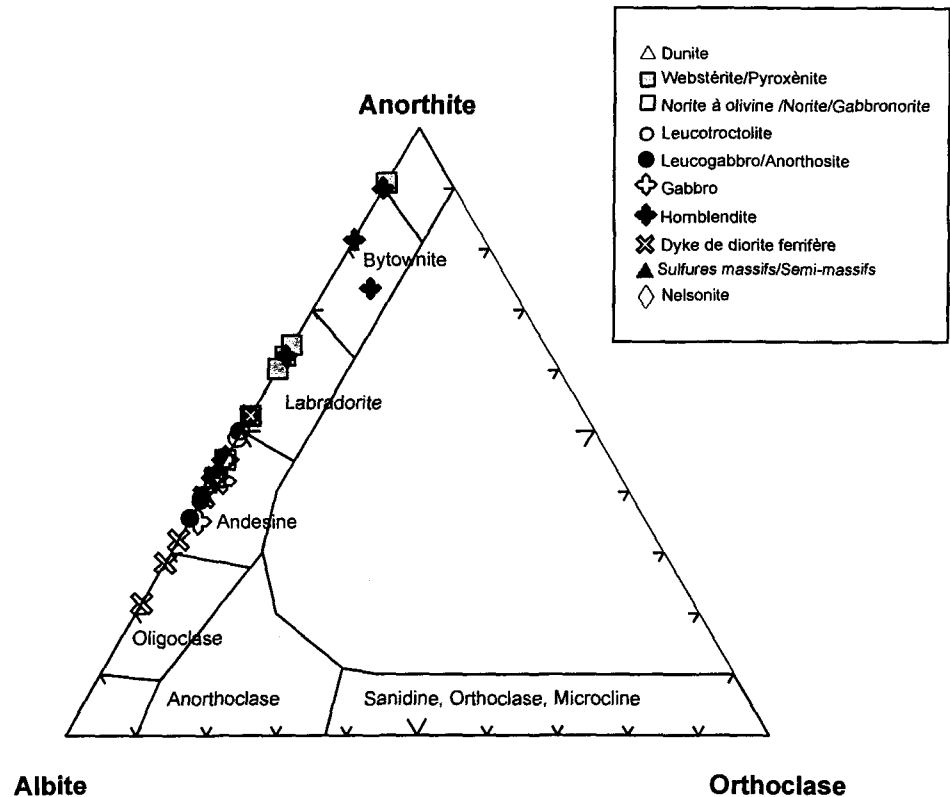


Figure 3.5 A) Variation de la composition des orthopyroxènes en fonction des lithologies. B) Variation de la composition des plagioclases en fonction des lithologies. Les données des nelsonites, des leucotroctolites et des dykes de diorite proviennent de l'étude en cours de J. Fredette.

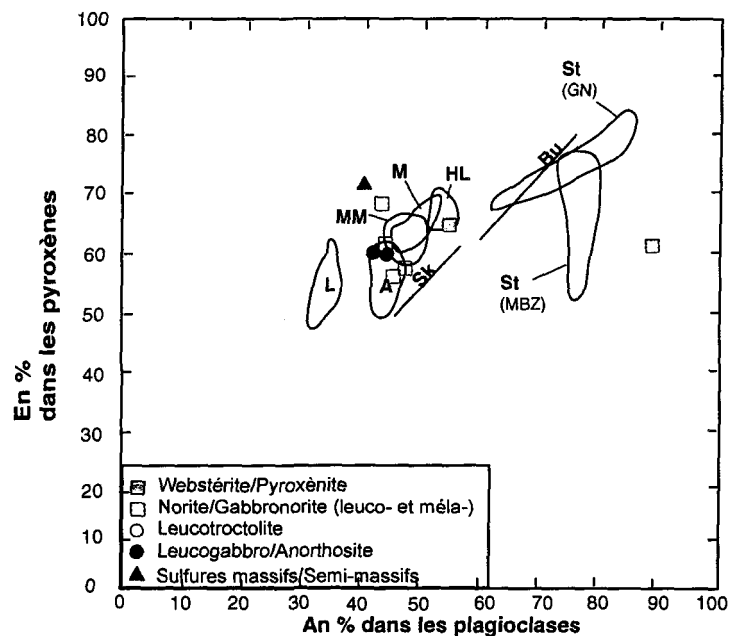
Plagioclases

Les plagioclases des différentes lithologies ont des teneurs en An extrêmement variables, de An₄₀₋₈₈ (figure 3.5B, tableau 3.3). Cependant, les plagioclases de la pyroxénite (échantillon 2396a: An₈₈) ainsi que la hornblendite (échantillon 2474: An₇₈) sont polygonisés indiquant une recristallisation complète de cette phase.

Comparaison

Les ratios de En/An et Fo/An, des orthopyroxènes et olivines coexistants avec des plagioclases, sont comparés dans la figure 3.6 à ceux de quelques anorthosites massives ainsi qu'à des intrusions litées. À l'exception d'un échantillon, les ratios de En/An et Fo/An des échantillons du Lac à Paul se localisent dans les champs des anorthosites massives, plus élevés que ceux des intrusions litées. L'échantillon faisant exception est la pyroxénite à plagioclases métamorphiques. Les échantillons semblent dessiner des champs compositionnels beaucoup plus étendus que ceux des autres anorthosites massives, cependant le peu d'échantillons disponibles pour cette comparaison ne permet pas de délimiter les champs du Lac à Paul.

A)



B)

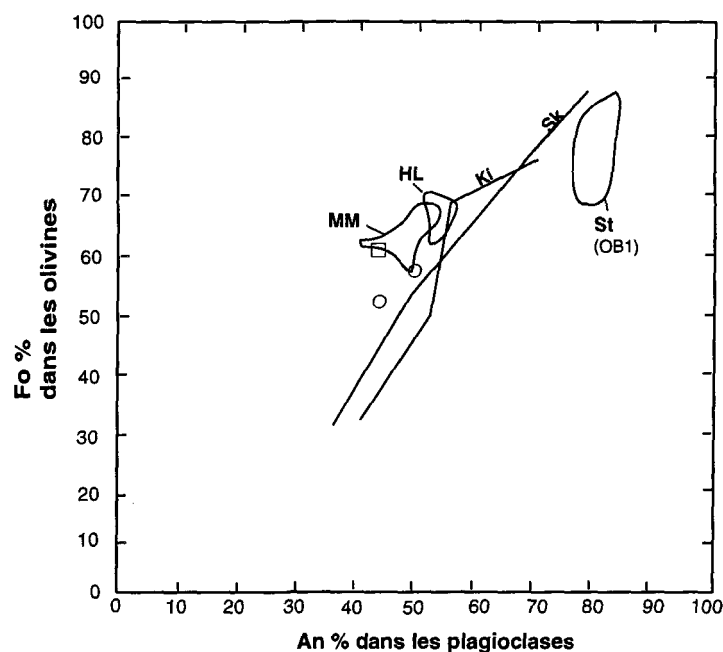


Figure 3.6. A) et B) Comparaison de la composition de plagioclases et de silicates mafiques co-existants de la région du Lac à Paul avec des anorthosites massives et des intrusions litées. Anorthosites massives: **A** Adirondack; **HL** Harp Lake; **L** Labrieville; **M** Morin; **MM** Mealy Moutains. Intrusions litées: **Bu** Bushveld; **Ki** Kiglapait; **Sk** Skaergaard; **St** Stillwater (GB gabbronorite; MBZ middle banded zone; OB1 olivine-bearing zone). D'après Ashwal 1993. Les données des leucotroctolites proviennent de l'étude en cours de J. Fredette.

Sulfures

La composition des assemblages minéralogiques observés (pyrrhotine pauvre en Ni, pentlandite, chalcopryrite, pyrite) provient d'une redistribution des métaux par fractionnement, d'exsolution de diverses phases minérales et de recristallisation. Tous ces processus ont lieu à des températures inférieures aux conditions originales de mise en place du liquide sulfuré. La figure 3.7A illustre la répartition de la pyrrhotine, pentlandite et chalcopryrite dans les échantillons observés. Les processus de formation de ces phases sont, d'un point de vu qualitatif, bien compris. La cristallisation fractionnée est un processus majeur dans la formation de gisements magmatiques de sulfures et de nombreuses données expérimentales sur les systèmes Fe-Ni-Cu-S permettent la détermination des températures de cristallisation et des champs de cristallisation (figure 3.7B). Lors du refroidissement sous 1191°C, d'un système contenant un liquide sulfuré riche en fer, la solution solide monosulfurée (MSS) cristallise. Les données expérimentales de Ebel et Naldrett (1997) implique un accroissement des champs de stabilités des MSS lorsque la température décroît. La solution solide intermédiaire (ISS) appauvrie en Ni, dépendamment de la température et de la fugacité du soufre, cristallise autour de 910°C et n'est pas stable à 960°C (température du début de la cristallisation de la chalcopryrite). La figure 3.7B illustre les relations compositionnelles des différentes phases sulfurées coexistantes et met en évidence l'appartenance des pyrrhotines aux champs des MSS ainsi que l'appartenance de la chalcopryrite au champ des ISS.

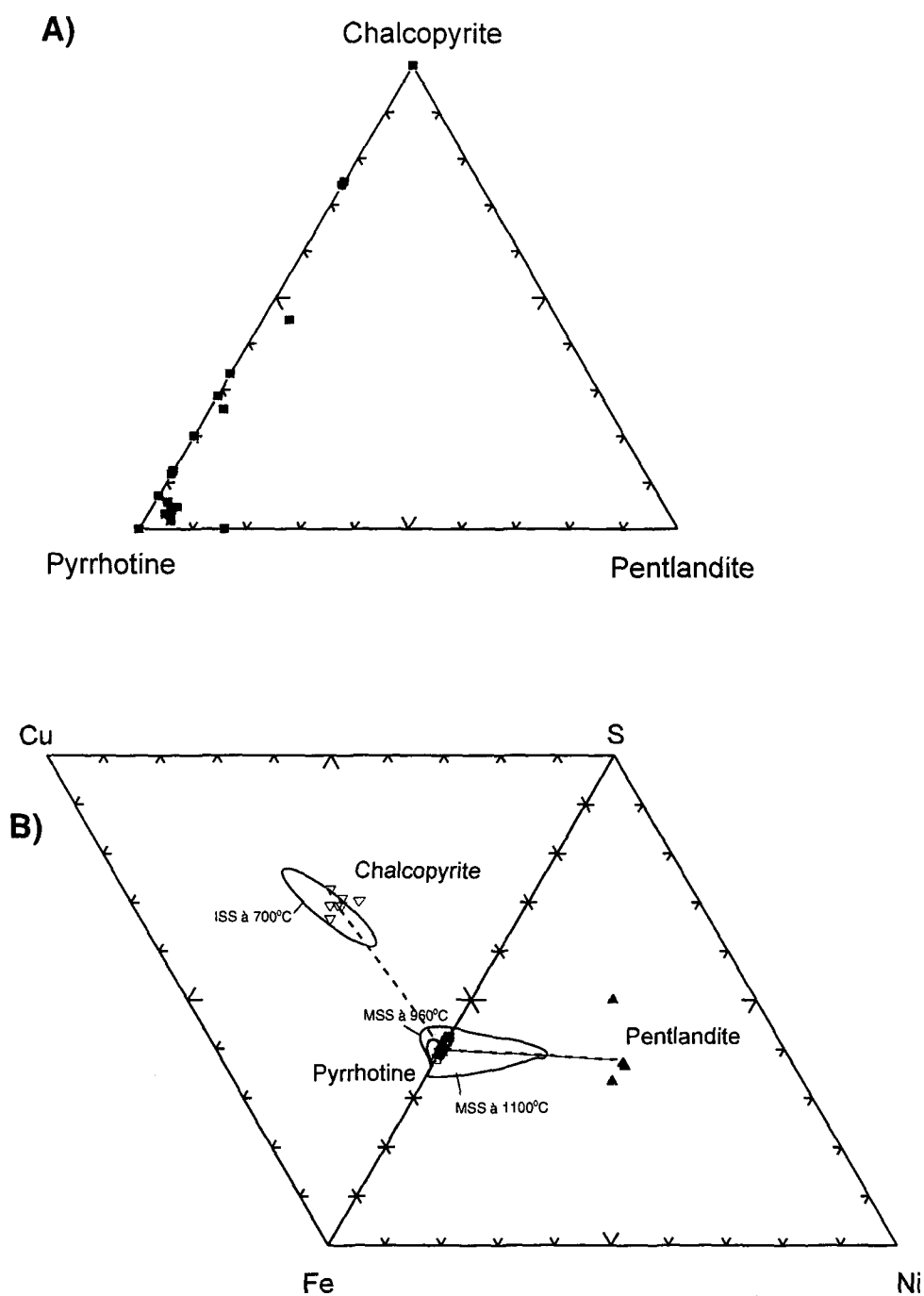


Figure 3.7. A) Estimation modale de la répartition des différentes phases sulfurées, B) Relation de phases dans les systèmes Fe-S-Ni et Cu-Fe-S. Les données de microsonde ont été pondérées par le % modal de chaque espèce. Le champ des ISS (solution solide intermédiaire) à 700°C a été établi expérimentalement par Yund et Kullerud (1966). Les champs des MSS (solution solide monosulfuré) à 1100°C et à 960°C ont été établis expérimentalement par Ebel et Naldrett (1997).

3.8 Déterminations pétrographiques des séquences de cristallisation pour l'ensemble de la suite magmatique mafique et ultramafique.

En dépit des effets de recristallisation sub-solidus et de métamorphisme, les textures ignées primaires ont été conservées dans de nombreux cas. Il est généralement possible de distinguer les phases cumulus des phases inter-cumulus, ce qui permet de déterminer les séquences de cristallisation. La détermination pétrographique des séquences de cristallisation s'appuie sur les observations pétrographiques de terrain, car la seule observation microscopique d'échantillons sélectifs n'est pas suffisamment représentative de l'ensemble du territoire couvert.

Unités leucocrates et intermédiaires

Le plagioclase est la première phase à cristalliser dans les unités leucocrates de la suite magmatique de la région du Lac à Paul. Les évidences en sont : la présence, à l'affleurement, de cristaux idiomorphes et hypidiomorphes pluri-centimétriques de plagioclases avec des pyroxènes hypidiomorphes à xénomorphes dans les zones interstitielles. Il est également possible de voir des accumulations de plagioclases tabulaires subparallèles, formant une fabrique planaire. Lorsque l'olivine est présente, elle est hypidiomorphe, entre les cristaux de plagioclases et en contact franc avec de petits cristaux d'orthopyroxène primaire, indiquant une co-précipitation tardi-plagioclases. Les textures

primaires suggèrent que les pyroxènes ont cristallisé après les plagioclases. Lorsque l'orthopyroxène et le clinopyroxène sont présents, le clinopyroxène est poécilitique et contient l'orthopyroxène indiquant que les pyroxènes magnésiens cristallisent avant les pyroxènes calciques. Dans les unités intermédiaires, la présence de grands cristaux de clinopyroxène semble indiquer la co-précipitation des pyroxènes, et plagioclases. L'apatite, l'ilménite et les sulfures contournent les pyroxènes et les plagioclases indiquant ainsi une cristallisation tardive.

Unités Mélanocrates

En contraste avec les unités leucocrates et intermédiaires, lorsque l'olivine est la phase dominante, les unités sont plus homogènes et plus massives. L'olivine apparaît sous forme de cumulat généralement granoclassé. Des gouttelettes de sulfures sont visibles dans quelques olivines. Dans certaines unités, l'olivine est contenue dans des orthopyroxènes poécilitiques. Lorsque l'olivine est absente, les cumulats d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes co-existent indiquant une co-précipitation. Les zones où dominent le clinopyroxène, montrent une relation mieux établie entre les clinopyroxènes poécilitiques et les grains xénomorphes d'orthopyroxènes qu'ils contiennent. Les textures primaires suggèrent que les plagioclases ont cristallisé dans les interstices des phases cumulus. Tout comme pour les unités leucocrates et intermédiaires, l'apatite, l'ilménite et les sulfures contournent les pyroxènes et les plagioclases indiquant une cristallisation tardive.

Conclusion

Basé sur les descriptions des interrelations cristallines, l'ordre de cristallisation des unités leucocrates est : plagioclase – orthopyroxène \pm olivine – clinopyroxène – apatite + oxyde + sulfures. L'ordre de cristallisation des unités intermédiaire est : plagioclases + clinopyroxène – apatite + oxyde + sulfures. L'ordre de cristallisation des unités mélanocrates est : \pm sulfures - olivine – orthopyroxène – orthopyroxène + clinopyroxène – plagioclase – apatite + oxyde + sulfures.

La présence de gouttes de sulfures dans l'olivine, l'apatite et les oxydes autant que celle des sulfures interstitiels dans les oxydes suggèrent l'existence d'un liquide sulfuré immiscible avec un liquide silicaté à oxyde et apatite. Ces observations impliquent la co-existence de deux liquides immiscibles (liquide silicaté à oxydes, liquide sulfuré).

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE

4.1 Introduction

Basée sur l'analyse de 45 échantillons, l'étude géochimique a deux objectifs majeurs: le premier est la caractérisation géochimique de la minéralisation en Ni-Cu du secteur du Lac à Paul; le second est la détermination de la composition et de l'évolution du magma parental ayant généré les indices de Ni-Cu de la région du Lac à Paul, afin de créer les outils nécessaires à la modélisation finale. Ce chapitre servira à préciser la nature des relations génétiques entre les différentes lithologies ainsi qu'à cerner les processus responsables de la formation des unités.

4.2 Méthode analytique

Des 45 échantillons analysés pour les éléments traces et les terres rares, seuls 27 échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs. La préparation des échantillons s'est effectuée dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les surfaces

altérées et fracturées ont été retirées des échantillons à l'aide d'une scie à diamant. Les échantillons ont ensuite été scindés en deux portions, la première servant de témoin et la seconde à l'analyse. Les portions à analyser ont été concassées dans un broyeur à mâchoire de type Bricho. Environ 200 grammes du produit concassé a été réduit en poudre à l'aide d'un pulvérisateur en alumine. Du produit pulvérisé final, environ 50 grammes ont été envoyé au Centre de recherche minéral à Québec (actuellement le COREM) afin de déterminer les oxydes majeurs par fluorescence-X, ainsi que les éléments traces suivants: Ga, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Te. Les éléments du Cu, Ni, Zn, V, Li, Be, Mo, Cd et Pb ont été analysés par absorption atomique et le S par Leco. Des standards (Ax90 et Sh21) ont été joints à chaque envoi (tableau 4.1). L'irradiation des échantillons traités à l'Université du Québec à Chicoutimi a été effectuée par l'Institut de génie énergétique de l'École polytechnique à Montréal à l'aide d'un réacteur SLOWPOKE. Moins de deux grammes ont été utilisés pour l'analyse des éléments traces, des terres rares, du Na_2O et du Fe_2O_3 par activation neutronique (INAA) à l'Université du Québec à Chicoutimi. La méthodologie suivie est celle décrite par Bédard et Barnes (1990).

L'analyse des ÉGP a nécessité 50 grammes de poudre d'échantillon. La préparation des échantillons avant la lecture par activation neutronique comprend de nombreuses manipulations permettant d'extraire les ÉGP de la roche totale (Robert et al., 1971) : Pour 50 grammes d'échantillon pulvérisé sont ajoutés 10 grammes de soufre, 16 grammes de nickel, 30 grammes de carbonate de sodium (NaCO_3) et 60 grammes de borate de sodium

Source		UQAC		Résultats antérieurs					Source CRM		Résultats antérieurs				
Echantillon	AX90	AX90							AX90						
Méthode	INAA	INAA	Moy.	std. dév.	max	min	n		XFR/AA	Moy.	std. dév.	max	min	n	
Na2O %	0,05	0,04	0,04	0,00	0,05	0,04	7								
K2O	<1,5	<0,8								0,06	0,01	0,07	0,05	2	
Fe2O3 %	14,42	14,43	14,49	0,24	14,91	14,15	7			15,05	0,05	15,1	15	2	
S %									3,04	3,08	0,04	3,12	3,04	2	
Ag ppm	<0,82	<0,98	0,65	0,25	0,90	0,40	7								
As	<1,1	<0,73	0,54	0,18	0,70	0,28	7								
Au	5,30	4,70	5,44	1,39	8,00	3,00	7								
Ba ppm	<29	<33							<1						
Ce	1,25	1,50	1,25	0,25	1,70	1,00	7		5	6,5	1,5	8	5	2	
Co ppm	206,00	206,00	208,86	4,42	217,00	204,00	7		253	239	14	253	225	2	
Cr	3645,00	3650,00	3653,29	66,53	3778	3534	7			3916,5	142,5	4059	3774	2	
Cs	0,48	0,10	0,19	0,15	0,48	0,09	7								
Eu	0,20	0,19	0,17	0,03	0,20	0,13	6		<5						
Cu									897	837,5	59,5	4,49	778	2	
Hf	0,32	0,27	0,30	0,02	0,33	0,27	7								
Ho	<0,49	0,23	0,21	0,04	0,26	0,15	6								
Dy									<1						
La	0,50	0,30	0,39	0,07	0,50	0,30	7		<2						
Li									4	4	0	4	4	2	
Lu	0,08	0,07	0,08	0,00	0,08	0,07	7								
Nd	1,41	1,03	0,92	0,26	1,41	0,60	7		<25						
Ni ppm	6615,00	6477,00	7234,00	527,95	8000	6477	7		7500	7400	100	7500	7300	2	
Rb ppm	<4	1,12	3,62	3,63	8,75	1,00	7								
Pb									<12						
Pr									<10						
Sb pp	<0,076	<0,035	0,02	0,00	0,02	0,02	7								
Sc	17,03	17,05	16,47	0,49	17,05	15,59	7		17	16	1	17	15	2	
Se	1,76	1,50	1,58	0,21	2,00	1,30	7								
Sm ppm	0,43	0,42	0,40	0,02	0,43	0,35	7		2	2	0	2	2	2	
Ta	<0,21	<0,044	0,04	0,02	0,06	0,02	7								
Tb	0,13	0,12	0,12	0,02	0,16	0,10	7								
Th ppm	0,09	<0,049	0,09	0,01	0,09	0,08	7								
U	<0,14	<0,073													
V									91	90	1	91	89	2	
W	4,73	<0,83	4,73	0,00	4,73	4,73	6								
Yb	0,54	0,50	0,50	0,02	0,54	0,48	7								
Zn	55,00	59,32	55,08	5,58	60,00	46,00	4		47	41,5	5,5	47	36	2	
Zr	<87	<83								13	0	13	13	1	
Os (ppb)	2,51	3,47	2,62	16,23	3,47	1,60	12								
Ir	2,73	2,86	3,14	9,02	3,5	2,73	12								
Ru	16,96	18,19	16,98	17,21	22	11,30	12								
Rh	8,77	12,56	11,80	10,91	13,9	8,77	12								
Pt	125,96	131,44	134,12	8,46	157	116,00	12								
Pd	304,30	319,74	355,17	9,47	399	304,30	12								
Au	4,45	4,79	5,14	10,90	6,02	4,45	12								
Re	1,77	1,96	1,92	6,74	2,1	1,68	9								
Echantillon	Blank														
Os (ppb)	<0,59														
Ir	0,02														
Ru	4,05														
Rh	<0,34														
Pt	<1,5														
Pd	<4,6														
Au	0,15														
Re	<0,25														

Tableau 4.1. Résultats obtenus pour les standards en fonction des différents laboratoires (UQAC et CRM) et méthodes.

Source		UQAC							Source		CRM						
Echantillon	Sh 21	Sh 21	Résultats antérieurs					Méthode	Sh 21	Résultats antérieurs							
Méthode	INAA	INAA	ave	Std	Min	Max	n		XRF/AA	ave	Std	Min	Max	n			
Al2O3 %									13,00	12,9	0,1	12,7	#	6			
TiO2 %									0,91	0,9	0,0	0,9	#	6			
Na2O %	0,85	0,85	0,9	0,1	0,8	1,0	14		0,83	0,8	0,0	0,8	#	6			
P2O5 %									0,08	0,1	0,0	0,1	#	6			
K2O	6,24	5,74	7,0	2,2	1,8	9,6	9		6,45	6,3	0,1	6,2	#	6			
SiO2 %									57,60	57,5	0,8	56,4	#	6			
CaO %									1,54	1,6	0,1	1,5	#	6			
Fe2O3 %	3,35	3,37	3,6	0,2	3,4	4,1	15		3,53	3,6	0,1	3,5	#	6			
MgO %									2,65	2,7	0,1	2,5	#	6			
MnO %									0,04	0,0	0,0	0,0	#	6			
Ag ppm	0,99	1,43	1,9	1,6	0,8	6,4	12										
As	19,85	20,63	22,0	2,1	15,6	24,5	15										
Au	0,01	0,01	7,1	7,5	0,0	20,0	12										
Ba ppm	571,8	638,5	674,4	46,5	571,8	749,0	15		641,0	622,5	55,3	12,7	#	4			
Ce	57,86	57,30	66,2	5,7	57,3	78,0	15		68?	62,7	3,3	59,4	#	2			
Co ppm	25,80	26,23	28,1	2,3	25,8	34,5	15		33,00	29,7	2,9	25,0	#	4			
Cr	108,5	110,4	118,3	6,4	108,5	131,0	15		139,8	139,9	0,1	139,8	#	3			
Cs	2,80	2,94	3,0	0,2	2,6	3,4	15		28	22,0	8,2	11,0	#	5			
Eu	1,12	1,15	1,2	0,2	0,7	1,5	15		16	17,0	1,7	16,0	#	4			
Hf	3,67	3,84	3,8	0,6	2,5	5,1	15										
Ho	3,01	2,95	2,0	1,0	0,6	4,0	13										
La	30,28	30,53	31,9	2,0	25,7	34,7	15		32	34,2	3,3	30,0	#	4			
Li	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,1	7										
Lu	0,49	0,51	0,5	0,0	0,4	0,6	15										
Nb ppm									13	12,9	0,7	12,0	#	5			
Nd	27,87	26,00	28,1	2,0	22,5	30,8	15		25,0	25,0	0,0	25,0	#	1			
Ni ppm	45,90	59,27	64,8	25,8	45,0	146,0	13		73,0	65,0	8,9	51,0	#	5			
Rb ppm	122,7	132,3	133,4	5,0	122,7	140,2	15		17	23,8	0,1	17,0	#	3			
Sb pp	1,24	1,40	1,4	0,1	1,2	1,8	15		136,0	136,2	2,3	133,0	#	5			
Sc	19,52	19,63	20,1	1,0	18,9	22,4	15		21,0	20,9	2,4	17,0	#	4			
Se	3,96	3,76	3,0	1,1	1,4	5,0	14										
Sm ppm	5,50	5,97	5,7	0,4	4,8	6,5	15		11,0	11,0	0,0	11,0	#	1			
Sr									5,00	5,0	0,0	5,0	#	1			
Ta	1,12	1,33	1,3	0,2	0,7	1,5	15		10,00	9,0	1,2	7,0	#	4			
Tb	0,65	0,73	0,8	0,1	0,7	0,9	14		332	328,2	41,6	264,0	#	5			
Th ppm	7,80	8,38	9,2	0,7	7,8	10,3	15		13,00	12,9	0,7	12,0	#	5			
U	3,89	4,50	4,6	0,6	3,1	5,3	15		10	10,0	0,0	10,0	#	1			
W	102,6	112,3	101,7	29,8	67,5	155,0	15		53,00	55,4	2,8	52,0	#	5			
Yb	2,86	2,84	2,9	0,1	2,8	3,2	15		35	35,3	1,7	34,0	#	5			
Zn	28,74	29,10	22,8	15,2	4,6	47,2	7		36	27,3	5,5	21,0	#	4			
Zr	179,95	145,84	147,5	42,4	67,0	210,7	11		153	165,0	11,5	150,0	#	5			

(Na_2BO_4). Pour les échantillons contenant plus de 8% de soufre ou plus de 20% de fer il faut ajouter un peu de silice. Mettre le mélange obtenu dans le four pendant une heure et demie à 1000°C . En fusionnant, le soufre va collecter les métaux et les EGP et former un bouton facile à récupérer lorsque le creuset aura refroidi. Pulvériser le bouton l'aide d'un broyeur manuel. Le produit de pulvérisation sera dissout, dans 400 ml d'acide chlorhydrique à 36%, au-dessus d'une plaque chauffante. Lorsqu'il n'y a plus d'effervescence, les ÉGP sont récupérés sur un papier filtre millipore et envoyés à l'irradiation.

Un standard (Ax-90) de composition komatiitique a été inclus dans chaque envoi d'échantillons pour l'irradiation à l'École polytechnique à Montréal (tableau 4.1). Le palladium (Pd) et le rhodium (Rh), ayant des demi-vies très courtes, ont dû être lu à l'École polytechnique à Montréal car les délais de lecture sont de moins de 27 heures pour le Pd et de quelques minutes pour le Rh. Les autres éléments possèdent une demi-vie plus longue et la lecture a donc pu être effectuée à l'Université du Québec à Chicoutimi.

4.3 Lithogéochimie

4.3.1 Éléments majeurs

L'analyse des éléments majeurs, sous forme d'oxydes, a été effectuée sur 27 échantillons (tableau 4.2) comprenant 20 échantillons appartenant au système magmatique minéralisé, 6 gneiss et 1 marbre. Les analyses du système magmatique encaissant les

Tableau 4.2. Éléments majeurs et éléments traces

		2349	LH25	2568C	2566A1	2396A	2497B	2567D	2188C2	2188C1	2396B
		Dunite	WB à ol.	WB	CPX	PX	HB	HB	HB	HB	HB
SiO ₂ %	FX*		38,40	49,10	38,60	44,00	50,70	35,20	48,40	48,80	
Al ₂ O ₃	FX*		3,58	5,55	10,90	6,09	1,59	1,30	5,57	11,70	
Fe ₂ O _{3t}	FX		28,90	22,50	21,60	18,80	19,10	20,70	9,36	13,20	
Fe ₂ O _{3t}	INAA*		27,15	21,14	21,51	18,43	18,91	21,27	8,84	12,58	
MgO	FX*		25,60	18,20	9,97	12,40	15,00	13,90	13,50	4,13	
CaO	FX*		2,08	2,95	11,20	12,30	11,30	13,00	20,70	17,60	
Na ₂ O	FX		0,61	0,57	1,63	0,74	0,44	0,10	0,85	1,36	
Na ₂ O	INAA*		0,56	0,61	1,63	0,74	0,44	0,14	0,50	1,35	
K ₂ O	FX*		0,13	0,31	0,25	0,14	0,14	0,24	0,43	0,25	
K ₂ O	INAA		<0,68	<1,1	<1,2	<3,3	<1,0	<0,71	0,13	<2,4	
TiO ₂	FX*		1,50	1,38	1,72	4,85	1,10	4,53	0,48	0,95	
MnO	FX*		0,31	0,32	0,12	0,27	0,44	0,39	0,11	0,14	
P ₂ O ₅	FX*		0,03	0,15	3,46	0,08	0,27	9,17	0,01	0,01	
Cr ₂ O ₃	FX		0,14	0,05	0,03	0,02	0,24	0,03	<0,01	<0,01	
PAF	FX		-0,36	0,58	1,46	1,07	0,94	0,89	1,89	1,60	
S	CG*		0,36	0,73	0,08	0,95	0,02	1,01	1,52	3,10	
Mg*			67,32	66,80	50,67	70,25	62,89	67,01	84,47	63,85	
Li ppm	PL	8,00	3,00	6,00	4,00	5,00	11,00	3,00	12,00	15,00	3,00
Be	PL	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	INAA	15,16	13,67	37,03	55,59	67,62	78,48	39,51	6,58	17,85	1,91
V	PL	281,0	147,0	244,0	348,0	356,0	164,0	144,0	50,0	91,0	18,0
Cr	INAA	70,9	783,4	299,7	210,7	81,0	1564,3	211,6	20,0	47,2	8,0
Co	INAA	120,9	153,9	100,6	67,7	77,1	50,1	58,9	15,2	62,2	26,6
Ni	PL	455,0	816,0	547,0	205,0	201,0	227,0	237,0	18,0	71,0	65,0
Cu	PL	480,0	96,0	211,0	47,0	372,0	49,0	804,0	38,0	45,0	270,0
Zn	PL	242,0	165,0	179,0	74,0	105,0	261,0	165,0	68,0	115,0	55,0
Ga	FX		4,00	11,00	22,00	15,00	10,00 <3		10,00	18,00	
As	INAA	0,21	1,05	0,53	1,16	5,66	28,17	14,29	0,76	0,24	3,15
Se	INAA	1,47	<1,6	<1,2	<3,0	<1,7	3,16	10,75	0,82	1,87	0,00
Rb	INAA	2,68	<9,8	2,38	2,71	5,73	<3,5	6,99	8,19	8,67	<1,0
Sr	FX		65,00	66,00	152,0	52,00	11,00	112,0	45,00	155,0	
Y	FX		4,00	10,00	76,00	35,00	139,0	271,0	22,00	15,00	
Zr	FX		17,00	38,00	150,0	101,0	96,00	72,00	140,0	149,0	
Nb	FX		<3	<3	<3	4,00	9,00	9,00	<3	7,00	
Mo	PL	<4	<4	<4	<4	<4	22,00	<4	<4	<4	<4
Ag	INAA	<0,99	<1,4	<1,1	<4,1	<1,9	<5,9	<3,6	<0,47	<2,4	<0,40
Cd	PL	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	FX		<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Sb	INAA	0,08	0,22	0,14	0,49	1,13	7,49	0,37	0,17	0,08	0,36
Te	FX		10,00	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Cs	INAA	<0,30	0,35	0,42	<0,82	0,29	<0,76	1,01	0,33	0,40	<0,096
Ba	INAA	41,14	35,31	66,07	28,89	42,67	<36	77,30	37,41	49,25	<5,2
Hf	INAA	1,57	0,23	0,84	5,43	3,34	4,41	2,41	3,60	4,38	0,88
Ta	INAA	0,43	0,03	0,05	0,14	0,28	0,62	0,53	0,38	0,66	<0,015
W	INAA	1,30	1,56	<2,3	3,96	6,46	83,61	13,27	1,26	6,25	0,63
Pb	PL	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Th	INAA	0,06	<0,10	0,22	1,36	0,11	2,75	3,09	0,68	2,80	<0,04
U	INAA	<0,081	<0,15	0,10	2,14	<0,16	6,16	1,61	0,21	1,71	0,00
La ppm	INAA	3,32	0,52	3,02	25,79	3,17	8,43	136,49	5,83	10,02	2,18
Ce	INAA	7,70	1,85	6,98	70,32	12,69	49,05	403,17	19,61	20,58	9,24
Pr	PL	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nd	INAA	7,36	0,83	4,85	44,37	11,80	29,70	226,11	14,03	9,69	7,05
Sm	INAA	1,69	0,34	1,21	13,43	4,61	17,09	58,28	4,09	3,06	1,89
Eu	INAA	0,42	0,20	0,50	2,58	1,50	1,53	4,83	0,85	1,09	0,52
Tb	INAA	0,24	0,07	0,23	2,23	0,91	3,28	7,96	0,54	0,48	0,30
Dy	PL	<1	<1	<1	13,00	3,00	14,00	39,00	3,00	2,00	<1
Ho	INAA	0,77	0,13	0,44	5,22	1,79	9,55	20,69	2,67	1,56	0,72
Yb	INAA	0,63	0,30	1,28	5,26	2,84	16,54	18,04	2,09	1,88	1,08
Lu	INAA	0,09	0,04	0,21	0,74	0,38	2,54	2,21	0,30	0,33	0,17
Os ppb	INAA	<1,0	<0,88	<1,4	<1,3	<0,55	0,58	0,64	<0,60	<0,35	<0,61
Ir	INAA	0,11	0,02	<0,030	0,02	0,07	0,03	0,06	0,01	0,03	0,03
Ru	INAA	5,36	6,40	6,48	<4,7	5,94	<8,6	<5,4	3,08	2,09	<3,6
Rh	INAA	<1,2	<1,4	<1,1	<1,0	<0,80	<0,63	<2,0	<0,67	<0,58	<0,23
Pt	INAA	3,34	<2,5	1,61	<2,0	<2,1	<3,4	<3,2	<2,0	<1,5	<1,3
Pd	INAA	2,99	<3,7	3,83	<4,4	7,64	<2,2	3,17	3,74	3,66	<1,9
Au	INAA	0,60	0,30	0,94	0,22	1,89	0,63	0,85	0,44	0,69	0,82
Re	INAA	0,34	0,24	1,21	0,23	1,21	0,51	0,78	0,68	0,94	0,49

* données utilisées dans le cadre de cette étude

WB à ol. : Webstérite; CPX: Clinopyroxénite; PX: Pyroxénite; HB: Homblendite;

NO: Norite à olivine; GN: Gabbro; LG: Leucogabbro; Fe-Ti: Minerai Fe-Ti;

SM: Sulfures semi-massifs; M: Sulfures massifs; SyenoG: Syeno-granite; GranoD: Granodiorite; MonzoG: Monzogranite

Tableau 4.2. Éléments majeurs et éléments traces

		2474A1	2474	LH23	2566A2	2568A	2567B2	3229	2567B1	2567A	LH21
		HB	HB	NO	GN	GN	GN	G	G	G	G
SiO ₂ %	FX*			29,70	48,40	49,80	50,20	35,10	47,60	49,20	49,70
Al ₂ O ₃	FX*			7,69	24,20	15,40	11,30	19,30	18,60	16,40	16,80
Fe ₂ O ₃ t	FX			29,10	10,90	14,10	16,40	33,00	8,52	11,00	12,50
Fe ₂ O ₃ t	INAA*			28,61	10,04	13,44	15,32	31,36	8,32	10,19	12,50
MgO	FX*			13,10	0,68	7,05	11,60	3,48	2,71	5,78	4,85
CaO	FX*			5,74	4,81	9,82	5,66	5,38	10,30	9,22	5,52
Na ₂ O	FX			1,40	4,23	2,63	2,07	0,56	3,90	3,13	3,34
Na ₂ O	INAA*			1,23	4,31	2,56	1,91	0,69	3,67	2,96	3,38
K ₂ O	FX*			0,40	2,43	0,55	0,52	0,23	0,97	1,07	2,50
K ₂ O	INAA			0,29	1,93	1,06	0,41	<0,85	<0,65	<1,6	<2,1
TiO ₂	FX*			11,90	1,96	1,60	2,20	1,46	3,40	2,86	1,48
MnO	FX*			0,25	0,13	0,22	0,25	0,77	0,11	0,15	0,09
P ₂ O ₅	FX*			2,53	0,04	0,03	0,50	0,53	2,84	1,03	0,78
Cr ₂ O ₃	FX			0,02	0,09	0,03	0,02	0,11	<0,01	0,02	<0,01
PAF	FX			-1,36	2,27	0,35	0,39	0,60	1,35	1,35	1,41
S	CG*			0,06	1,31	0,10	0,42	0,98	0,13	0,11	1,72
Mg*				65,24	21,65	55,39	66,26	19,92	58,24	64,07	57,68
Li ppm	PL	3,00	4,00	6,00	5,00	5,00	7,00	4,00	21,00	14,00	28,00
Be	PL	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	INAA	9,07	4,69	17,82	2,20	44,39	27,34	5,43	13,48	24,42	10,67
V	PL	1500	1000	426,0	152,0	303,0	141,0	245,0	110,0	139,0	122,0
Cr	INAA	4489	2813	126,6	509,9	158,6	119,9	668,1	53,8	106,0	22,7
Co	INAA	192,3	243,6	118,1	66,7	49,5	54,6	69,5	17,6	33,4	96,5
Ni	PL	1700	2500	179,0	773,0	93,0	180,0	706,0	71,0	119,0	799,0
Cu	PL	1700	1900	459,0	317,0	59,0	103,0	2200	216,0	81,0	442,0
Zn	PL	163,0	117,0	89,0	11,0	109,0	147,0	27,0	52,0	75,0	94,0
Ga	FX			11,00	20,00	21,00	14,00	11,00	18,00	16,00	20,00
As	INAA	0,48	0,43	<0,50	1,17	2,06	<0,63	1,17	4,68	1,15	1,83
Se	INAA	2,36	2,54	1,85	0,76	<2,4	<1,8	1,19	1,14	<1,7	5,42
Rb	INAA	3,55	1,75	8,98	54,25	7,46	4,78	8,13	15,88	26,61	83,22
Sr	FX			221,0	836,0	217,0	264,0	183,0	476,0	414,0	1500
Y	FX			25,00	<3	27,00	12,00	4,00	48,00	19,00	16,00
Zr	FX			98,00	33,00	44,00	36,00	19,00	75,00	55,00	226
Nb	FX			9,00	<3	<3	<3	<3	9,00	<3	10,00
Mo	PL	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ag	INAA	<1,0	0,87	<3,0	<1,0	<2,2	<1,6	<1,0	<0,85	<1,5	<1,4
Cd	PL	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	FX			<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	INAA	0,87	0,65	0,07	0,32	0,49	0,11	0,50	0,32	0,18	0,16
Te	FX			10,00	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10,00
Cs	INAA	0,14	2,11	<0,53	1,15	0,47	0,57	0,50	2,14	1,16	8,80
Ba	INAA	99,87	534,8	150,6	873,8	107,1	179,6	87,94	266,5	453,4	2909
Hf	INAA	1,01	0,60	2,36	0,27	1,68	0,88	0,29	1,64	1,25	4,16
Ta	INAA	0,04	0,05	0,77	0,05	0,09	0,14	<0,019	0,67	0,19	0,58
W	INAA	2,73	1,93	1,74	1,07	7,48	3,60	1,74	1,49	5,50	2,15
Pb	PL	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	13,00
Th	INAA	0,09	<0,053	0,28	0,10	0,53	0,11	0,35	1,09	0,24	4,27
U	INAA	0,21	0,13	<0,21	0,17	0,23	<0,22	0,94	1,50	<0,25	1,41
La ppm	INAA	1,63	2,36	12,69	3,50	5,43	4,29	5,71	19,29	8,35	81,29
Ce	INAA	9,23	8,26	36,90	5,42	14,89	10,60	9,82	54,32	21,51	155,3
Pr	PL	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	31,00
Nd	INAA	3,68	3,91	26,80	2,48	8,61	6,31	5,02	32,99	14,77	79,41
Sm	INAA	0,92	0,77	6,97	0,42	3,28	1,89	1,32	8,11	4,10	11,66
Eu	INAA	0,75	0,98	2,15	1,02	1,43	1,09	1,20	2,15	2,09	3,34
Tb	INAA	0,10	0,05	0,84	0,07	0,73	0,30	0,12	1,03	0,60	0,73
Dy	PL	<1	<1	2,00	<1	2,00	<1	<1	9,00	2,00	5,00
Ho	INAA	<0,27	<0,28	0,90	<0,30	1,35	0,86	0,82	2,49	1,90	1,96
Yb	INAA	0,16	0,11	1,38	0,12	2,85	1,10	0,36	2,50	1,44	1,53
Lu	INAA	0,03	0,01	0,18	0,02	0,40	0,15	0,08	0,33	0,20	0,16
Os ppb	INAA	2,25	0,79	<1,0	<0,65	<0,67	0,25	<1,3	<0,45	<0,47	<0,30
Ir	INAA	0,94	0,57	0,03	0,07	0,05	0,05	0,16	0,01	<0,013	0,07
Ru	INAA	5,68	5,14	5,28	2,67	<3,4	2,56	6,68	2,70	2,19	2,07
Rh	INAA	1,04	<1,7	<2,3	<0,70	<0,65	<0,66	<0,88	<0,26	<0,64	<0,40
Pt	INAA	3,08	<2,8	<1,8	<2,1	<2,2	<0,99	<2,6	<1,7	<1,5	<1,5
Pd	INAA	4,75	9,19	5,60	4,15	5,39	1,20	<6,9	2,83	<4,6	0,96
Au	INAA	0,43	0,37	0,55	0,71	0,70	0,23	0,67	0,21	0,13	1,12
Re	INAA	0,67	4,21	<0,25	2,81	0,60	0,90	1,91	0,38	<0,10	3,04

* données utilisées dans le cadre de cette étude

WB à ol. : Wébstérite; CPX: Clinopyroxénite; PX: Pyroxénite; HB: Hornblende;

NO: Norite à olivine; GN: Gabbro; LG: Leucogabbro; Fe-Ti: Minerai Fe-Ti;

SM: Sulfures semi-massifs; M: Sulfures massifs; SyenoG: Syeno-granite; GranoD: Granodiorite; MonzoG: Monzogranite

Tableau 4.2. Éléments majeurs et éléments traces

		2188A	2567C	2390	690853	2566B1	LH13	690742	690851	2349B	2474A2
		G	G	G	G	G	G	G	LG	LG	LG
SiO ₂ %	FX*	53,50	53,80								68,90
Al ₂ O ₃	FX*	19,60	17,90								17,70
Fe ₂ O _{3t}	FX	5,87	7,72								3,42
Fe ₂ O _{3t}	INAA*	5,67	7,16								3,54
MgO	FX*	4,08	5,17								0,38
CaO	FX*	11,80	10,10								3,16
Na ₂ O	FX	4,13	3,54								6,24
Na ₂ O	INAA*	4,16	3,34								5,51
K ₂ O	FX*	0,69	0,73								0,85
K ₂ O	INAA	0,96	<3,4								1,85
TiO ₂	FX*	0,80	1,01								0,23
MnO	FX*	0,08	0,11								0,01
P ₂ O ₅	FX*	0,08	0,20								0,07
Cr ₂ O ₃	FX	<0,01	0,02								<0,01
PAF	FX	0,76	0,77								0,48
S	CG*	0,46	0,05								0,38
Mg*		68,82	63,87								23,76
Li ppm	PL	11,00	9,00	5,00	16,00	3,00	2,00	5,00	15,00	5,00	4,00
Be	PL	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	INAA	26,08	27,90	70,92	6,50	9,91	47,24	23,69	7,85	1,25	1,52
V	PL	98,00	97,00	256,0	33,00	1100	65,00	154,0	40,00	21,00	62,00
Cr	INAA	24,56	79,54	89,62	95,15	5160	9,82	235,8	109,4	3,58	35,10
Co	INAA	25,04	24,54	106,54	214,1	812,0	142,8	106,2	239,6	39,28	53,91
Ni	PL	21,00	49,00	320,0	3000	12200	1200	696	3500	44,00	616,0
Cu	PL	23,00	24,00	591,0	941,0	3800	814,0	1800	1600	37,00	599,0
Zn	PL	40,00	59,00	92,00	66,00	251,00	129,00	124,00	98,00	20,00	8,00
Ga	FX	19,00	15,00								21,00
As	INAA	0,40	1,46	1,27	0,99	1,37	<0,92	2,91	0,95	0,73	1,16
Se	INAA	<1,4	<1,2	<1,9	2,62	8,29	3,21	1,11	3,09	0,88	1,44
Rb	INAA	9,51	11,35	<2,7	7,39	38,53	<1,5	<3,2	2,95	19,76	2,89
Sr	FX	435,00	427,00								1400
Y	FX	12,00	14,00								<3
Zr	FX	51,00	65,00								127,0
Nb	FX	<3	<3								<3
Mo	PL	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ag	INAA	<1,7	<2,1	1,21	<0,81	1,30	<1,4	<0,92	<1,4	0,58	<0,71
Cd	PL	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	FX	<10	<10								<10
Sb	INAA	0,12	0,25	0,43	0,18	0,38	0,10	0,62	0,25	0,05	0,21
Te	FX	<10	<10								<10
Cs	INAA	0,42	0,54	<0,20	5,02	1,62	<0,13	1,53	1,93	0,69	1,51
Ba	INAA	219,4	299,8	<15	309,8	114,4	342,5	133,4	269,6	822,8	257,3
Hf	INAA	1,28	1,40	2,61	0,51	0,92	1,53	0,91	0,58	2,56	0,48
Ta	INAA	0,08	0,07	0,05	0,12	0,20	0,05	0,14	0,07	0,11	0,11
W	INAA	4,96	2,31	<2,1	1,21	1,79	6,30	1,20	1,24	1,26	0,81
Pb	PL	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	15,00	<12
Th	INAA	1,65	0,27	0,05	0,34	0,28	0,08	0,21	0,10	3,77	0,53
U	INAA	0,51	0,15	<0,10	0,23	0,23	<0,17	0,07	0,16	3,69	0,20
La ppm	INAA	6,37	5,95	2,73	5,11	2,58	4,48	5,46	3,89	16,96	10,59
Ce	INAA	10,91	13,95	13,49	10,80	7,29	11,59	14,26	8,45	27,30	22,64
Pr	PL	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nd	INAA	6,74	9,39	12,35	6,88	3,04	9,02	10,27	4,29	12,45	12,70
Sm	INAA	1,96	2,68	5,27	1,63	1,15	3,12	2,77	1,30	2,09	3,14
Eu	INAA	1,40	1,68	1,48	1,29	0,34	2,35	1,04	1,17	0,85	1,48
Tb	INAA	0,32	0,53	1,01	0,20	0,16	0,47	0,36	0,19	0,13	0,34
Dy	PL	2,00	2,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ho	INAA	0,68	0,76	2,00	0,24	0,40	1,14	1,37	0,38	1,60	1,31
Yb	INAA	1,07	1,39	3,22	0,56	0,52	1,63	1,14	0,51	0,41	0,82
Lu	INAA	0,16	0,19	0,46	0,06	0,08	0,23	0,15	0,07	0,15	0,12
Os ppb	INAA	0,49	0,67	<0,28	1,25	1,74	0,99	0,54	1,55	<0,92	0,31
Ir	INAA	<0,015	0,01	0,02	0,95	1,41	0,70	0,29	1,63	0,02	0,05
Ru	INAA	4,11	2,22	2,37	5,05	5,10	5,50	<3,2	3,10	5,61	2,21
Rh	INAA	0,62	<0,69	<0,68	0,90	0,72	1,36	<0,74	1,50	<0,44	<0,84
Pt	INAA	1,66	<2,1	1,14	1,71	<3,4	<5,4	<2,1	<4,0	<1,3	<2,3
Pd	INAA	<2,2	2,86	2,44	8,06	12,16	20,41	17,14	13,84	<2,2	4,61
Au	INAA	0,24	0,17	1,99	0,89	5,28	1,02	1,96	3,92	0,22	0,23
Re	INAA	0,48	0,52	1,42	8,26	5,09	4,50	2,86	10,50	0,10	1,62

* données utilisées dans le cadre de cette étude

WB à ol. : Webstérite; CPX: Clinopyroxénite; PX: Pyroxénite; HB: Hornblende;

NO: Norite à olivine; GN: Gabbro; LG: Leucogabbro; Fe-Ti: Minéral Fe-Ti;

SM: Sulfures semi-massifs; M: Sulfures massifs; SyenoG: Syeno-granite; GranoD: Granodiorite; MonzoG: Monzogranite

Tableau 4.2. Éléments majeurs et éléments traces

		LH17	690741	689842	690800	689841	2349C	690739	690964
		Fe-Ti	SM	SM	SM	SM	SM	M	M
Sulfures									
SiO ₂ %	FX*	33,00							
Al ₂ O ₃	FX*	2,86							
Fe ₂ O _{3t}	FX	32,00							
Fe ₂ O _{3t}	INAA*	31,37							
MgO	FX*	11,20							
CaO	FX*	8,33							
Na ₂ O	FX	0,36							
Na ₂ O	INAA*	0,34							
K ₂ O	FX*	0,04							
K ₂ O	INAA	<1,5							
TiO ₂	FX*	12,90							
MnO	FX*	0,32							
P ₂ O ₅	FX*	0,06							
Cr ₂ O ₃	FX	0,06							
PAF	FX	-0,47							
S	CG*	0,35							
Mg'		60,13							
Li ppm									
Li ppm	PL	2,00	<1	5,00	10,00	2,00	<1	<1	<1
Be	PL	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	INAA	65,92	12,64	9,89	6,21	9,80	21,04	7,85	2,32
V	PL	603,0	47,00	27,00	22,00	<2	118,00	<2	<2
Cr	INAA	320,0	157,5	63,81	97,38	154,56	40,38	99,86	17,53
Co	INAA	73,8	624,1	292,9	609,7	463,0	740,3	973,7	765,3
Ni	PL	161,0	5900	2200	9200	4300	4500	13400	6500
Cu	PL	456,0	7000	47300	1400	6800	18700	981	2200
Zn	PL	188,0	108,0	191,0	59,00	85,00	101,0	89,00	39,00
Ga	FX	15,00							
As	INAA	0,99	2,87	1,51	2,93	3,13	5,92	3,32	3,45
Se	INAA	2,32	6,02	6,70	9,26	7,96	11,04	13,93	13,08
Rb	INAA	6,70	3,20	3,52	6,53	<5,5	<3,4	5,58	<3,2
Sr	FX	16,00							
Y	FX	31,00							
Zr	FX	219,0							
Nb	FX	12,00							
Mo	PL	<4	<4	<4	<4	<4	5,00	5,00	6,00
Ag	INAA	<2,2	<1,9	20,22	<0,91	3,64	3,65	<1,9	<2,0
Cd	PL	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	FX	<10							
Sb	INAA	0,09	0,59	0,09	0,26	0,08	0,11	0,49	<0,056
Te	FX	10,00							
Cs	INAA	<0,87	3,00	0,14	3,70	<0,14	<0,30	0,60	<0,19
Ba	INAA	<61	23,95	369,2	171,1	109,5	24,97	49,67	<38
Hf	INAA	5,08	0,46	1,69	0,52	0,98	3,50	0,37	0,32
Ta	INAA	0,85	0,06	0,25	0,16	0,09	0,74	0,11	0,04
W	INAA	5,80	9,27	<1,7	<1,7	1,72	1,16	1,39	<2,1
Pb	PL	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Th	INAA	0,15	0,09	0,42	0,45	0,87	0,09	0,05	0,07
U	INAA	0,15	<0,079	0,14	0,31	0,39	<0,031	0,12	<0,14
La ppm									
La ppm	INAA	1,97	1,23	5,83	3,03	3,74	0,86	1,89	0,96
Ce	INAA	7,68	2,79	11,55	5,56	8,00	1,58	4,14	1,66
Pr	PL	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nd	INAA	7,51	1,73	8,10	3,79	5,60	<1,9	2,60	<2,0
Sm	INAA	3,32	0,60	1,89	1,12	1,46	0,40	0,87	0,40
Eu	INAA	1,07	0,09	1,07	0,78	0,77	<0,098	0,25	0,10
Tb	INAA	0,81	0,14	0,21	0,09	0,16	0,08	0,15	<0,077
Dy	PL	3,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2,00
Ho	INAA	1,38	0,31	0,66	0,38	0,33	<0,41	<0,45	<0,43
Yb	INAA	2,18	0,47	0,58	0,42	0,68	0,44	0,33	0,14
Lu	INAA	0,31	0,08	0,09	0,06	0,08	0,07	0,04	<0,023
Os ppb									
Os ppb	INAA	<0,72	1,35	1,41	4,59	3,92	1,60	2,44	5,43
Ir	INAA	<0,015	2,78	1,96	3,97	2,72	2,21	3,18	3,97
Ru	INAA	<7,6	12,11	<4,2	20,97	4,22	8,60	11,74	7,50
Rh	INAA	<1,3	5,90	1,37	3,87	2,85	2,52	3,65	5,50
Pt	INAA	<4,2	16,47	<6,0	13,28	181,6	<3,4	2,88	<3,4
Pd	INAA	5,35	72,56	5,60	49,37	68,49	26,14	92,11	70,83
Au	INAA	0,46	3,56	53,53	5,96	8,72	1,03	1,54	1,92
Re	INAA	0,32	28,41	3,40	41,57	18,76	24,57	39,92	14,10

* données utilisées dans le cadre de cette étude

WB à ol. : Wébstérite; CPX: Clinopyroxénite; PX: Pyroxénite; HB: Hornblende;

NO: Norite à olivine; GN: Gabbro; G: Gabbro; LG: Leucogabbro; Fe-Ti: Minerai Fe-Ti;

SM: Sulfures semi-massifs; M: Sulfures massifs; SyenoG: Syeno-granite; GranoD: Granodiorite; MonzoG: Monzogranite

Tableau 4.2. Éléments majeurs et éléments traces

		2535	3168	3393	1063A	2190A	LH18	2387A1
		Syeno-G	GranoD	MonzoG	MonzoG	GranoD	MonzoG	Marbre
SiO ₂ %	FX*	75,40	63,50	71,30	70,30	67,00	73,20	13,30
Al ₂ O ₃	FX*	12,90	16,30	14,40	15,10	14,50	13,70	1,67
Fe ₂ O _{3t}	FX	1,64	6,63	1,89	2,76	5,22	1,15	2,26
Fe ₂ O _{3t}	INAA*	1,67	6,38	1,74	2,63	5,24	1,14	2,12
MgO	FX*	0,19	1,47	0,38	0,97	1,04	0,08	18,30
CaO	FX*	0,82	4,02	1,28	2,94	3,00	1,14	33,30
Na ₂ O	FX	3,06	4,09	3,52	3,93	3,41	3,68	0,10
Na ₂ O	INAA*	3,07	4,04	3,47	3,80	3,36	3,65	0,04
K ₂ O	FX*	5,13	2,62	5,07	2,95	3,04	4,57	0,10
K ₂ O	INAA	5,70	1,81	6,33	3,38	3,05	6,12	<0,24
TiO ₂	FX*	0,24	0,85	0,23	0,29	0,78	0,09	0,11
MnO	FX*	0,01	0,10	0,02	0,03	0,08	0,01	0,05
P ₂ O ₅	FX*	0,03	0,28	0,07	0,06	0,22	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	FX	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
PAF	FX	0,30	0,21	0,26	0,46	0,29	1,22	30,80
S	CG*	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,20	0,37
Mg*								
Li ppm	PL	8,00	25,00	11,00	12,00	19,00	5,00	<1
Be	PL	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	INAA	3,40	21,03	1,46	6,13	12,01	1,87	1,42
V	PL	11,00	56,00	13,00	34,00	51,00	6,00	12,00
Cr	INAA	4,57	23,90	2,11	11,82	12,21	1,19	8,98
Co	INAA	2,04	8,79	2,86	5,83	8,26	1,71	4,59
Ni	PL	4,00	8,00	4,00	10,00	5,00	4,00	10,00
Cu	PL	10,00	15,00	5,00	17,00	15,00	42,00	26,00
Zn	PL	27,00	105,0	39,00	45,00	92,00	8,00	11,00
Ga	FX	16,00	20,00	16,00	16,00	19,00	16,00	<3
As	INAA	<0,50	0,57	<0,34	<0,49	0,50	1,09	0,62
Se	INAA	1,44	1,89	1,44	2,51	2,92	3,53	1,21
Rb	INAA	108,7	87,72	128,9	67,31	89,67	183,2	<0,69
Sr	FX	129,0	428,0	334,0	851,0	290,0	175,0	537,0
Y	FX	15,00	43,00	7,00	13,00	32,00	22,00	12,00
Zr	FX	154,0	185,0	240,0	116,0	231,0	123,0	32,00
Nb	FX	4,00	9,00	3,00	3,00	6,00	12,00	<3
Mo	PL	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ag	INAA	<1,8	1,00	<1,5	<1,5	<1,4	<0,61	<0,43
Cd	PL	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	FX	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	INAA	0,03	<0,038	<0,056	0,04	<0,037	0,09	0,09
Te	FX	<10	<10	<10	<10	<10	10,00	<10
Cs	INAA	0,47	2,24	0,78	0,28	1,09	1,46	0,16
Ba	INAA	748,1	649,9	1021,4	1021,3	1081,8	349,1	483,0
Hf	INAA	5,50	5,71	9,24	3,05	7,13	4,82	0,65
Ta	INAA	0,15	0,56	0,05	0,09	0,26	0,96	0,04
W	INAA	1,06	5,17	<1,3	1,60	2,55	1,17	<0,39
Pb	PL	20,00	<12	22,00	16,00	13,00	56,00	<12
Th	INAA	5,31	6,25	5,20	1,11	1,27	53,18	4,79
U	INAA	0,72	0,63	0,80	0,17	0,34	18,12	0,11
La ppm	INAA	16,57	27,54	16,43	23,76	29,47	27,61	17,76
Ce	INAA	37,26	58,99	37,43	48,10	60,73	43,48	32,24
Pr	PL	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Nd	INAA	15,86	29,65	13,50	24,86	29,15	22,67	13,22
Sm	INAA	3,43	8,31	2,72	4,67	7,00	6,97	2,65
Eu	INAA	0,80	2,13	1,09	1,39	2,08	0,64	0,55
Tb	INAA	0,44	1,32	0,24	0,44	0,98	0,50	0,38
Dy	PL	4,00	8,00	2,00	3,00	6,00	4,00	3,00
Ho	INAA	1,32	5,58	0,53	0,98	2,10	7,10	0,62
Yb	INAA	1,39	4,54	0,81	1,18	3,26	2,34	1,23
Lu	INAA	0,21	0,53	0,13	0,16	0,44	0,77	0,17
Os ppb	INAA	<1,1	0,41	<1,6	<1,2	<0,56	<1,1	<0,48
Ir	INAA	0,02	0,01	<0,031	<0,019	0,01	<0,019	<0,017
Ru	INAA	<6,2	5,74	5,04	<8,9	2,97	3,88	4,17
Rh	INAA	<0,57	<0,61	<0,89	<0,73	<1,2	<0,52	0,25
Pt	INAA	<1,6	<1,1	<3,1	<5,0	<1,5	<2,1	1,27
Pd	INAA	3,80	2,75	<3,4	4,41	<2,1	3,62	<4,5
Au	INAA	0,38	0,22	0,27	0,43	0,22	0,31	0,39
Re	INAA	<0,39	<0,078	0,16	0,15	0,19	<0,29	0,58

* données utilisées dans le cadre de cette étude

WB à ol. : Wébstérite; CPX: Clinopyroxénite; PX: Pyroxénite; HB: Homblendite;

NO: Norite à olivine; GN: Gabbro; LG: Leucogabbro; Fe-Ti: Minéral Fe-Ti; SM: Sulfures semi-massifs;

M: Sulfures massifs; SyenoG: Syeno-granite; GranoD: Granodiorite, MonzoG: Monzogranite

minéralisations ont pour but de déterminer la composition et les affinités pétrochimiques des magmas liés à la minéralisation. Les analyses effectuées sur les gneiss et le marbre ont pour objectif d'identifier la contribution de l'assimilation et la contamination par l'encaissant dans la création de zones minéralisées.

Les teneurs en éléments majeurs sont variables d'un échantillon de gneiss à l'autre. Les résultats analytiques illustrent une évolution progressive des gneiss, seul l'échantillon LH18 ne semble pas suivre la même tendance évolutive. Les intervalles couverts sont de 63.5 à 75.4% pour SiO_2 , de 0.09 à 0.85% pour TiO_2 , de 12.9 à 16.3% pour Al_2O_3 , de 1.14 à 6.38% pour Fe_2O_3 , de 0.01 à 0.1% pour MnO , de 0.08 à 1.47% pour MgO , de 0.82 à 4.02% pour CaO , de 3.07 à 4.04% de Na_2O , de 1.81 à 6.33% pour K_2O , de 0.02 à 0.28% pour P_2O_5 et de 0.01 à 0.2% pour S. La seule analyse disponible du marbre ne permet pas d'établir une éventuelle variation des teneurs des éléments majeurs, mais laisse entrevoir des teneurs en S (0.375%) plus élevées que les gneiss.

Dans la série magmatique mafique et ultramafique les teneurs en éléments majeurs sont extrêmement variables d'un échantillon à l'autre. Les intervalles couverts sont de 29.7 à 68.9% pour SiO_2 , de 0.8 à 11.9% pour TiO_2 , de 1.3 à 24.2% pour Al_2O_3 , de 3.54 à 31.37% pour Fe_2O_3 , de 0.01 à 0.77% pour MnO , de 0.38 à 25.6% pour MgO , de 3.16 à 20.7% pour CaO , de 0.14 à 5.51% de Na_2O , de 0.13 à 0.96% pour K_2O , de 0.01 à 9.17% pour P_2O_5 et de 0.06 à 1.72% pour S. La perte au feu (< 2.27%) est basse pour l'ensemble des roches. Les différents facteurs contrôlant ces variations sont : la diversité pétrologique et

minéralogique des échantillons, le métamorphisme, la contamination. Le diagramme SiO_2 versus les alcalins (figure 4.1) de Irving et Baragar (1971) indique un système magmatique à tendance sub-alkaline.

4.3.2 *Éléments traces et terres rares*

Les terres rares sont considérées comme les éléments traces les moins solubles et sont relativement immobiles durant le métamorphisme de bas grade, le lessivage et l'altération hydrothermale. Le spectre des REE des roches ignées est contrôlé par la chimie des REE (tableau 4.2) de la source ainsi que par l'équilibre cristal-fondu qui a pris place durant leur évolution. Il reflète essentiellement, dans le cadre de cette étude, la présence de minéraux individuels ayant des coefficients de partage spécifiques pour les REE. Dans le cas des cumulats à olivine, où les REE sont incompatibles dans le cumulat, l'abondance des REE est proportionnelle à la fraction liquide qui coexiste avec les cumulats d'olivine. Les ratios de La/Lu normalisés sur le chondrite (Sun et McDonough, 1989) est variable allant de 0.36 à 54.45. Les profils relativement plats des cumulats à olivine $(\text{La/Lu})_{\text{nc}}$ de 1.4 à 4.1 et des cumulats à pyroxènes $(\text{La/Lu})_{\text{nc}}$ de 0.36 à 4.9 reflètent un comportement de magma tholeiitique. L'abondance des REE (figure 4.2) est, elle aussi, extrêmement variable de 2 à 500 fois la chondrite et indique également l'importance de certaines phases (ie : apatite) et du métamorphisme. La variation des concentrations en Eu reflète le contenu modal en plagioclases des différentes unités et dans le cas des roches ultramafique peut refléter la composition du liquide. De façon identique, le contenu élevé en REE, et plus spécifiquement en La et Ce, indique la présence de l'apatite en proportion plus ou moins

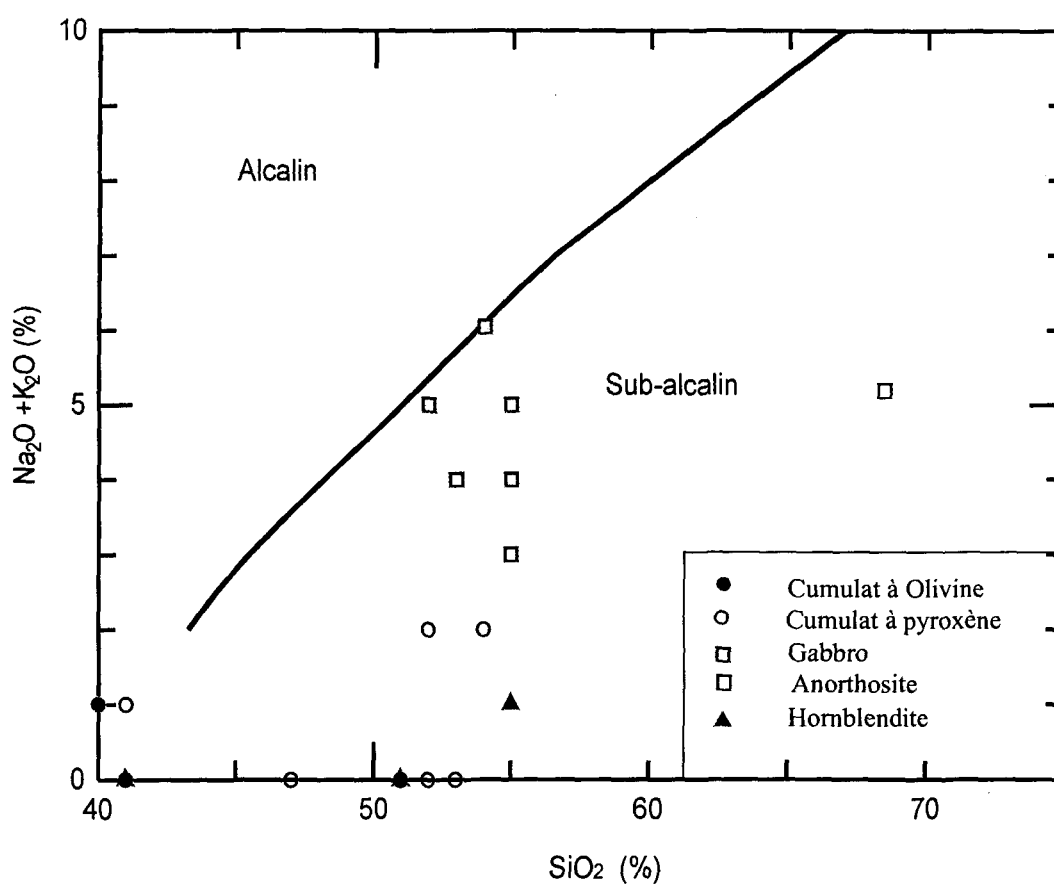


Figure 4.1. Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 . Données normalisées à 100% après extraction des sulfures et oxydes (Irvine et Barager 1971)

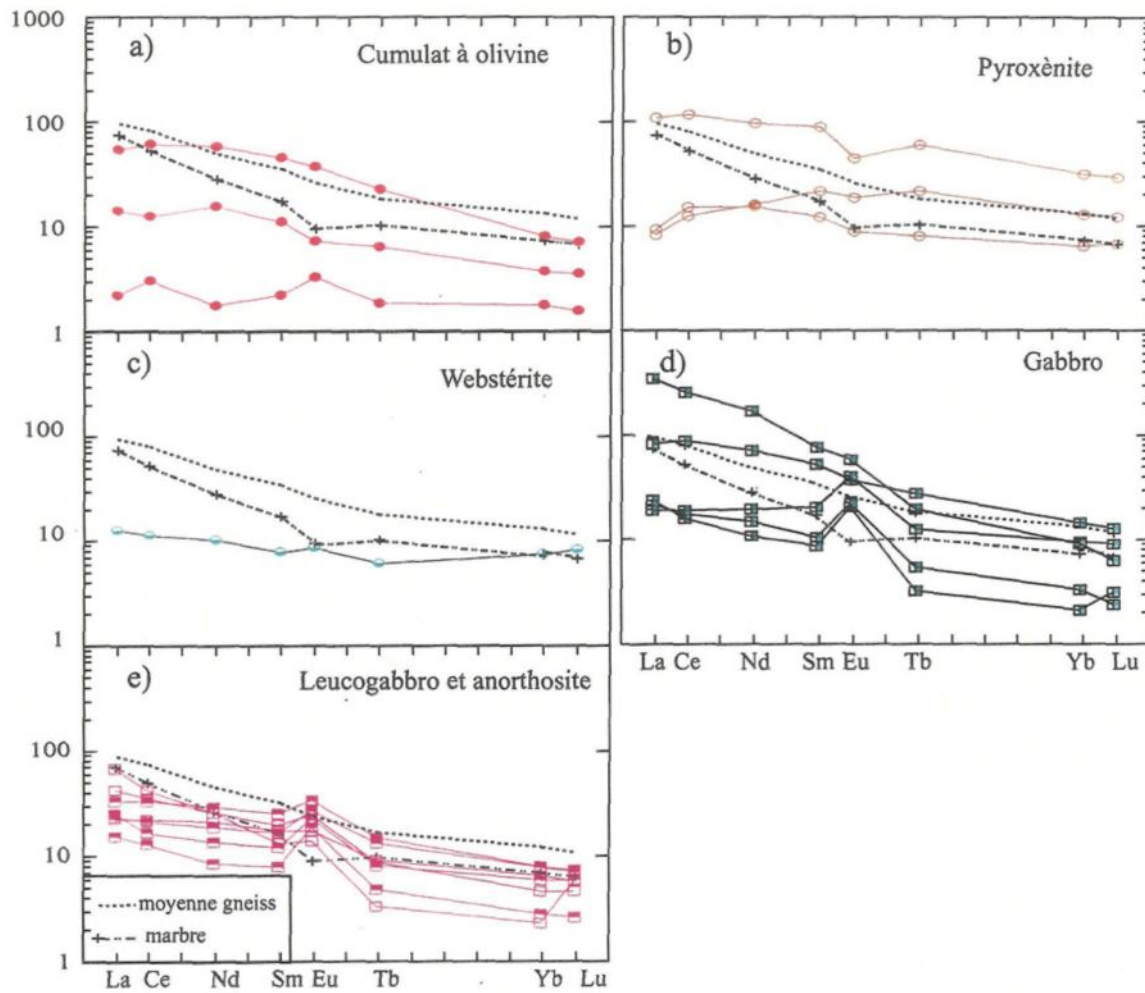


Figure 4.2. Diagrammes des terres-rares normalisées sur chondrite de Sun et McDonough 1989, a) roches à olivine, b) pyroxénites, c) webstérites, d) gabbros, e) leucogabbros et anorthosite.

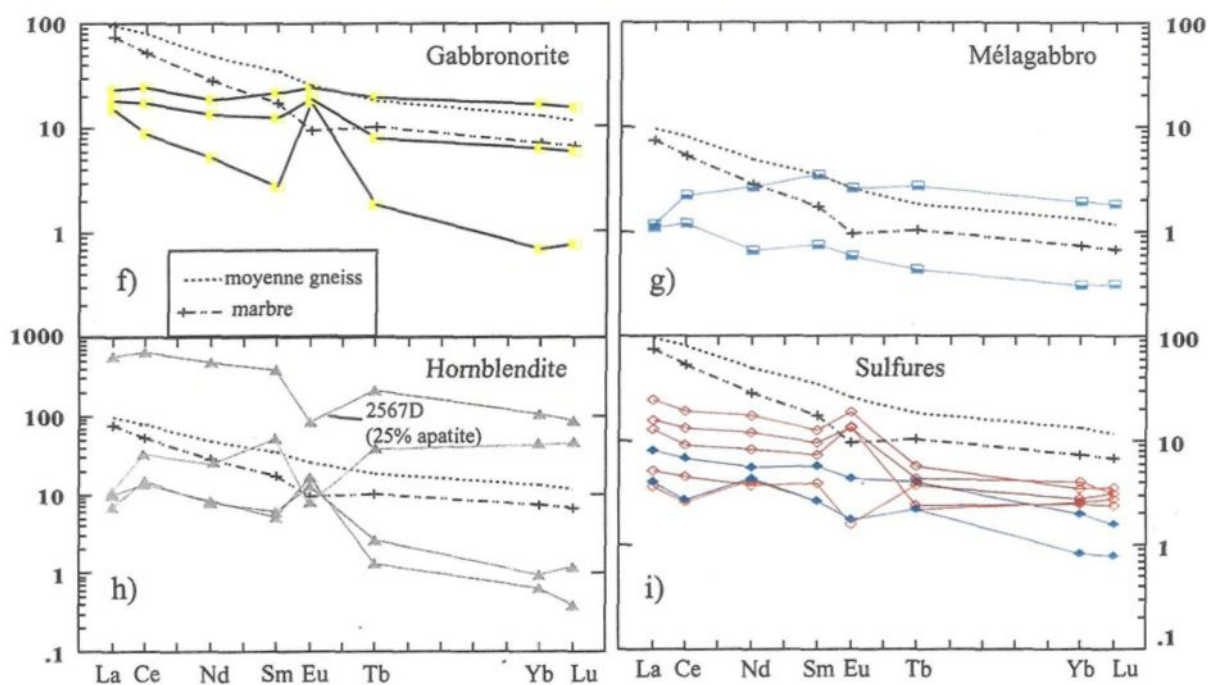


Figure 4.2.(suite) Diagrammes des terres-rare normalisées sur chondrite de Sun et McDonough 1989, f) gabbronorites, g) mélagabbros riches en pyroxènes, h) hornblendites, i) sulfures massifs et semi-massifs

importante. Lorsque l'apatite est très abondante, comme c'est le cas de l'échantillon 2567D qui contient 25% d'apatite modale, l'abondance des REE est très élevée (Ce à 500 fois le manteau primitif pour l'échantillon 2567D).

Les diagrammes multi-éléments contiennent un mélange plus hétérogène d'éléments traces que les diagrammes REE. Conséquemment, ils offrent un plus grand nombre de pics qui reflètent les comportements des différents groupes d'éléments traces. Les éléments lithophiles (LILE) à faible valence les plus mobiles (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) sont une fonction du comportement des phases fluides, bien que le Sr et Eu soient essentiellement contrôlés par la présence des plagioclases. Les LILE sont donc excessivement sensibles à l'altération et à la contamination, des phases néoformées, telles que la biotite, forment un excellent réservoir pour ces éléments. Les éléments à forte charge ionique (HFS) les plus immobiles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta, Th) sont généralement contrôlés par la chimie de la source et par les processus de cristallisation. Le Zr et le Ti sont essentiellement contrôlés par la présence respective de zircon et l'ilménite. Les concentrations élevées en P indiquent la présence de l'apatite en proportion plus ou moins importante. Les diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (Sun et McDonough, 1995) dévoilent une composition élevée en certains éléments lithophiles (figure 4.3) tel que Cs et Ba. Le Th provoque généralement une dépression marquée dans les profils. Cette dépression indique un magma parental appauvri en Th (ou une phase cristallisante précoce ayant drainée le Th). Les pics en U sont mal expliqués; ils peuvent résulter d'une contamination ou d'une altération des échantillons (car U possède un comportement similaire à K). Les anomalies

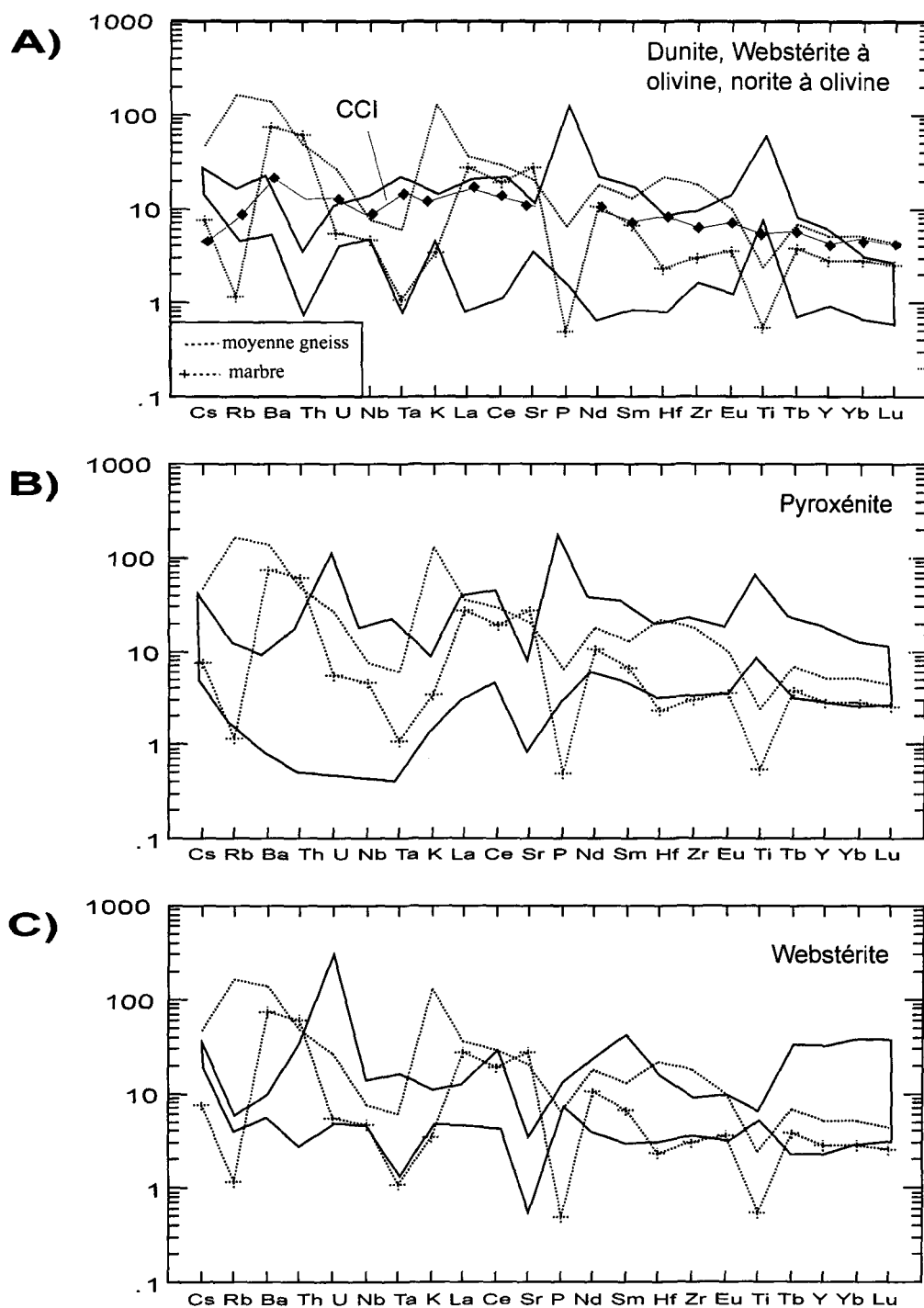


Figure 4.3. Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. Comparaison des profils de quelques lithologies avec les profils des contaminants possibles: les gneiss encaissants, le marbre et la croûte continentale inférieure (CCI: données de Taylor et McLennan 1995). A) roches à olivine (Dunite, Websterite à olivine, norite à olivine); B) pyroxénite; C) webstérite.

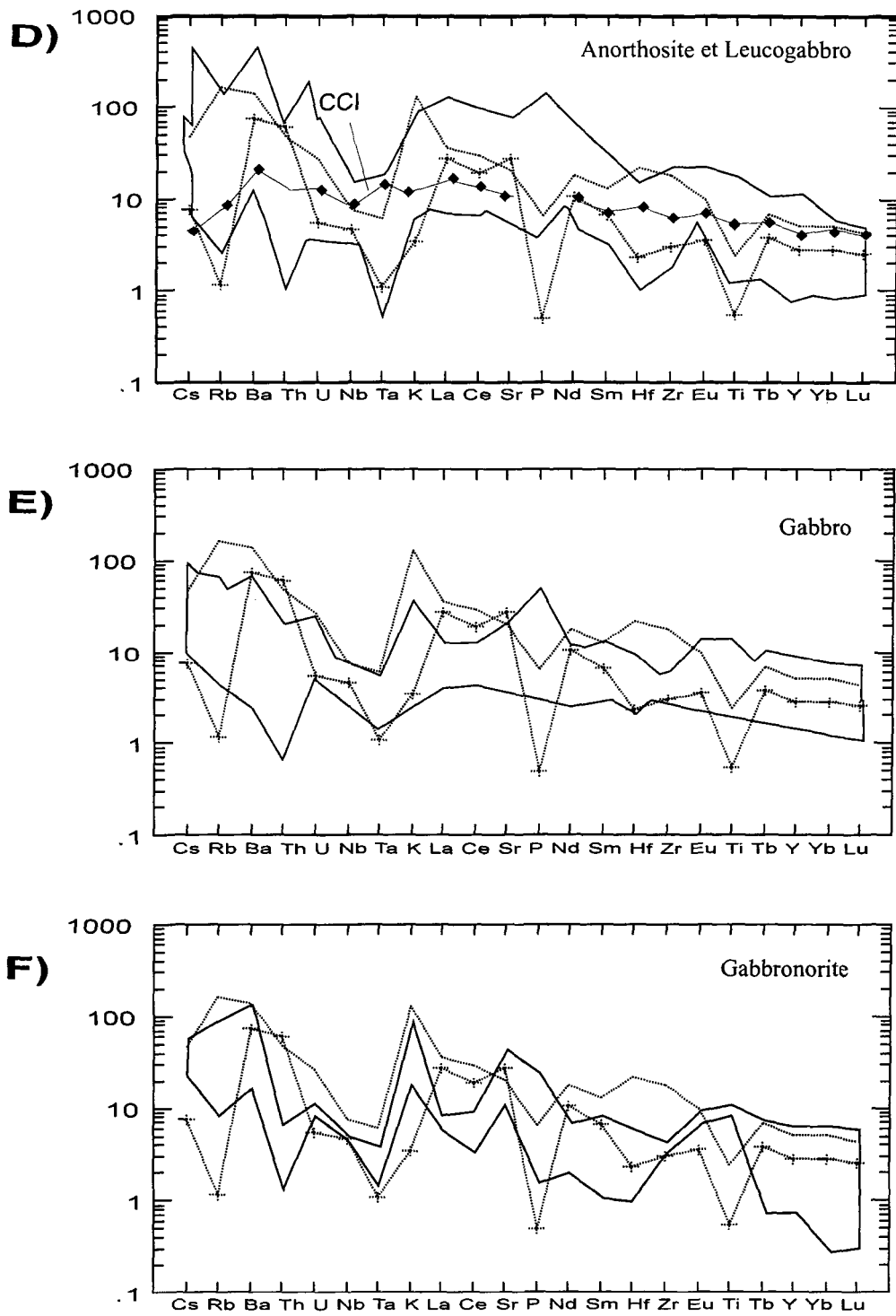


Figure 4.3.(suite) Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. D) anorthosite et leucogabbro; E) gabbro; F) gabbronorite.

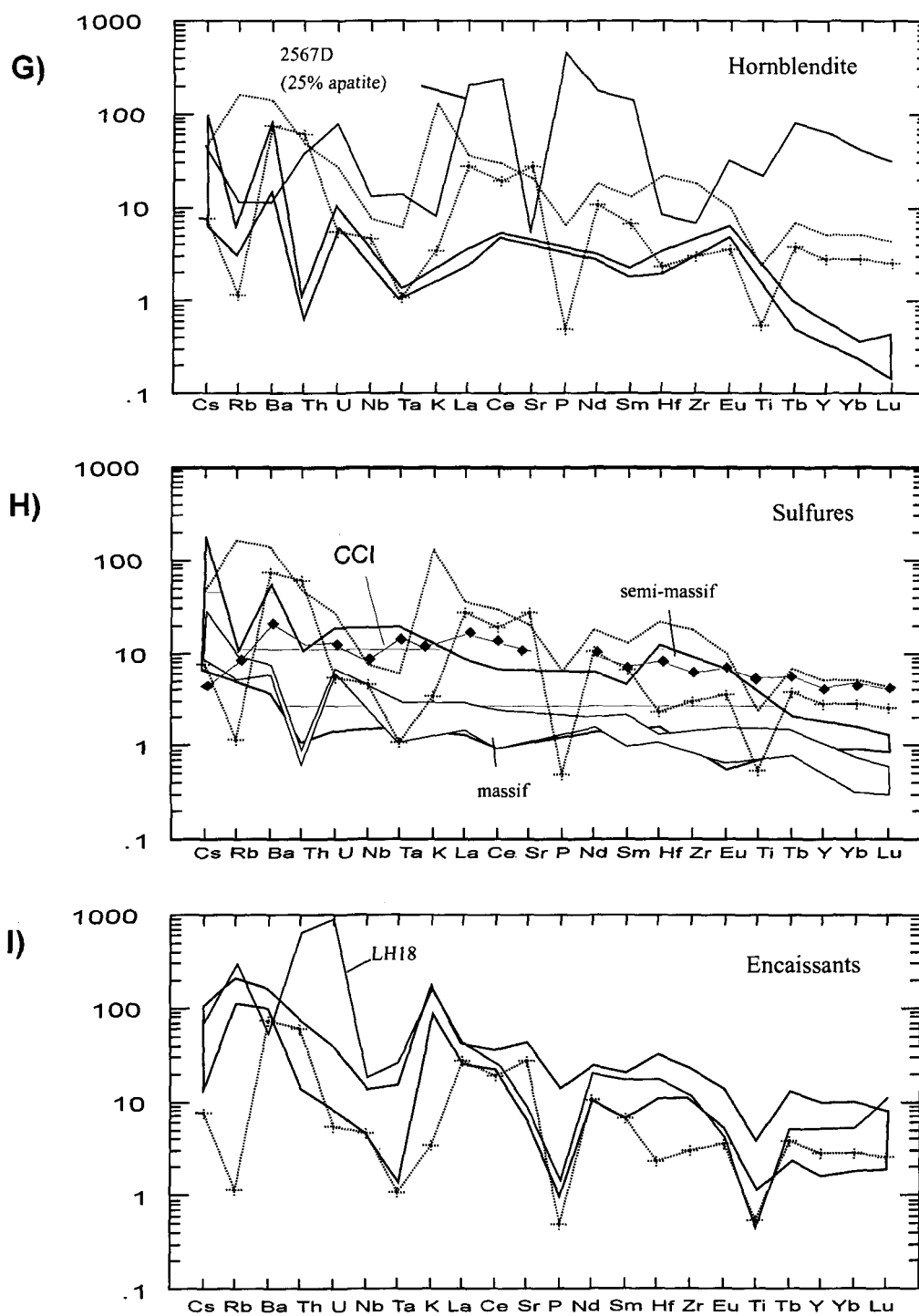


Figure 4.3C.(suite) Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. G) hornblendite; H) sulfures; I) encaissants et granitoïde (LH18).

en U pourraient également impliquer la présence (non détectée optiquement) de phases telles que la monazite et le zircon. Les valeurs d'analyses du Nb obtenues (<14 ppm) par fluorescence X sont généralement très proches de la limite de détection et sans distinction possible entre les différentes lithologies, ce qui pose un problème quand à la fiabilité de ces données. Le Nb et Ta créent une anomalie négative plus marquée lorsque le Ti n'est pas trop abondant, ce qui indique que ces éléments sont partiellement contrôlés par la cristallisation de l'ilménite, mais que le magma parental est essentiellement appauvri en Nb et Ta.

La variation des concentrations en Sr reflète le contenu modal en plagioclase des différentes unités, mais la relation entre les concentrations en Sr, Eu et CaO ne dessine aucune corrélation marquée (figure 4.4). Le contenu en calcium est influencé par de nombreuses phases minérales (apatite, clinopyroxène, plagioclases...) venant affecter la corrélation entre le Sr et le CaO. Les concentrations en Sr dans les anorthosites et les plagioclases varient entre 600 et 1000ppm (Ashwal, 1993), quelques massifs anorthosiques ont des concentrations en Sr exceptionnellement élevées, tel que Labrieville (2600ppm) et Saint-Urbain (>1400ppm). Les travaux de Emslie (1985) ont démontré que les plagioclases des anorthosites massives ont un contenu en Sr plus élevé que les intrusions litées ou que les anorthosites archéennes. Ceci peut indiquer un enrichissement en Sr des magmas parentaux avant l'extraction des minéraux silicatés mafiques et donc une cristallisation substantielle de plagioclase avant la formation des anorthosites. Mais la grande mobilité due à la faible valence du Sr peut suggérer une contamination en Sr due au métamorphisme

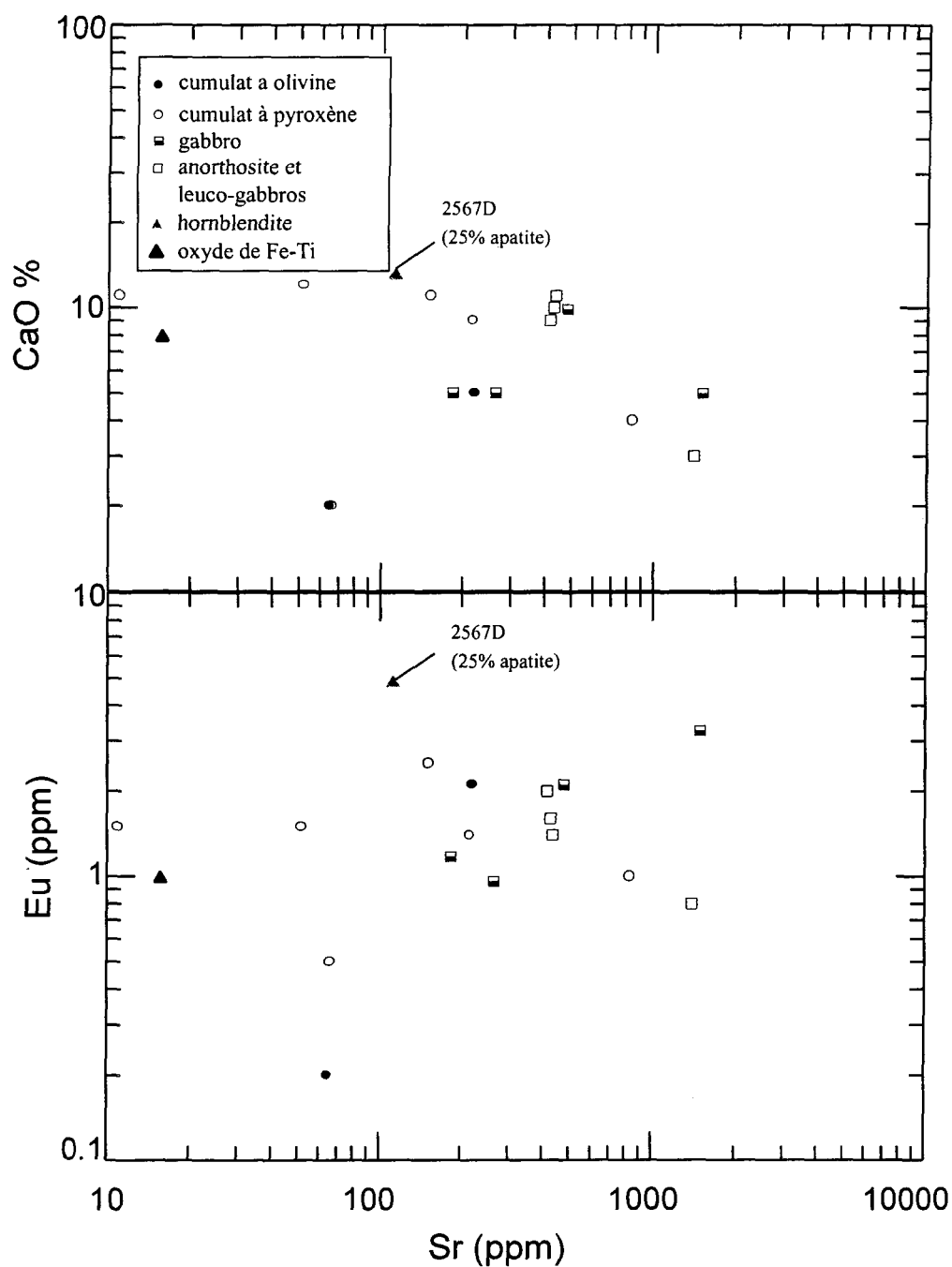


Figure 4.4. Diagrammes binaires illustrant l'absence de corrélation positive du Sr avec le CaO et Eu. Le contenu en calcium est influencé par de nombreuses phases minérales (apatite, clinopyroxène, plagioclases...) venant affecter la corrélation entre le Sr et le CaO.

ou à l'assimilation de roches encaissantes. Emslie (1985) évoque également la possibilité d'un accroissement du coefficient de partage de Sr dans les plagioclases à haute pression.

Le comportement des profils des sulfures (figure 4.3H) est influencé par les phases silicatées (plagioclase, olivine, pyroxène, hornblende) et les oxydes (ilménite) les accompagnant. Ces échantillons n'ont pas été analysés pour le Sr et le Ti, mais les observations de terrains et de lames minces confirment la présence et l'influence des phases citées précédemment.

4.3.3 Altération et contamination

Étant donné les basses valeurs de la perte au feu ($< 2.27\%$) et la quantité moindre de minéraux hydratés de basse température, essentiellement de la séricite et un peu de serpentine. Il semble que l'altération de surface n'a pas joué un rôle dominant sur l'ensemble des unités. Cependant, des zones restreintes de déformation (cisaillement) semblent avoir favorisé l'altération de leurs encaissants, comme le témoigne les échantillons altérés 2474, 2474A1, 2566A1, 2566A2 et 2566B1. Ces échantillons proviennent du secteur Houlière fortement déformé. Outre la recristallisation des minéraux felsiques induite par la déformation et la séricitisation des plagioclases, on y distingue un remplacement poussé des minéraux mafiques par de la biotite et des grenats et la remobilisation des sulfures. Les échantillons mafiques y sont friables et ont un aspect charbonneux, cette altération poussée provient de la circulation de fluide (probablement les eaux de surface) le long du corridor de déformation. Pour les roches les plus altérées, les

ratios de $(La/Lu)_{nc}$ atteignent des valeurs très élevées pouvant aller jusqu'à 20. Les échantillons 2188A, 2188C1 et 2188C2, bien que plus cohésifs, appartiennent à un contact cisailant entre des granitoïdes et des unités mafiques foliées et minéralisées. Leurs ratios $(La/Lu)_{NC}$ ne sont cependant pas élevés : inférieur à 4.4. L'échantillon présentant le plus haut ratio $(La/Lu)_{NC}$ avec 54.45 est un gabbro à hornblende gneissique (LH21) faiblement minéralisé. Bien que l'étude métamorphique du secteur dépasse le cadre de cette recherche, il est difficile d'en ignorer les effets. Phinney et Morrison (1990) ont observé un enrichissement en LREE et un appauvrissement en HREE dans les plagioclases extraits d'anorthosite au faciès des granulites comparativement aux plagioclases extraits d'anorthosite au faciès des schistes verts. Ceci suggère que les réactions métamorphiques provoquent une redistribution préférentielle des HREE dans les plagioclases pouvant expliquer partiellement la tendance des profils.

Un autre processus, capable de générer les anomalies et les concentrations de certains éléments traces et des terres rares qui n'ont pu être expliquées par le fractionnement de phases spécifiques, est l'assimilation des roches encaissantes. Ce processus est communément considéré comme à l'origine des concentrations de S nécessaires à la formation d'indices et de gisements sulfurés dans des magmas sous-saturé en S. Dans cette optique, les diagrammes de REE ainsi que les diagrammes multi-éléments ont été systématiquement combinés au profil moyen des encaissants régionaux et au marbre recueillis sur le terrain (figure 4.2 et 4.3). L'enrichissement en LILE indique une contamination possible mais faible puisque l'anomalie en Th persiste en dépit des

concentrations élevées des gneiss et des marbres. Une assimilation totale des gneiss et des marbres encaissants aurait estompé l'anomalie négative du Th. Il est donc concevable que l'assimilation des éléments du contaminant ait été sélective ou que le contaminant soit différent aux encaissants régionaux. La figure 4.3 compare certains profils lithologiques avec celui de la croûte continentale inférieure. Cette partie de la croûte ne possède aucune anomalie marquée en Th. Une contamination en profondeur peut donc expliquer la conservation de cette anomalie. Cependant, comme l'indique les profils de la figure 4.3H, les sulfures ne semblent pas avoir subi une contamination plus importante que les autres lithologies.

Le ratio Se/S peut être également utilisé pour déterminer la source du soufre. Son utilité est particulièrement significative là où l'assimilation de roches régionales semble avoir joué un rôle dans la genèse de la minéralisation, car les roches sédimentaires sont généralement appauvries en Se comparativement aux roches dérivées du manteau (Eckstrand *et al.* 1987, Thériaux et Barnes, 1998). Le comportement géochimique du Se est similaire à celui du soufre. Bien que moins mobile et moins soluble, le Se combiné au S est un traceur pouvant aider à discriminer un gain ou une perte de soufre et éventuellement indiquer la participation de S d'origine sédimentaire. La figure 4.5A indique un gain en soufre pour les sulfures massifs, semi-massifs et disséminés (S/Se de 8000 à 26000), comparativement aux sulfures du manteau (S/Se de 2000 à 5000). Seuls les échantillons ayant subi un métamorphisme important ont un ratio S/Se inférieur à 2000. La figure 4.5B indique un ratio S/Se des échantillons massifs et semi-massifs identique à celui du champ des

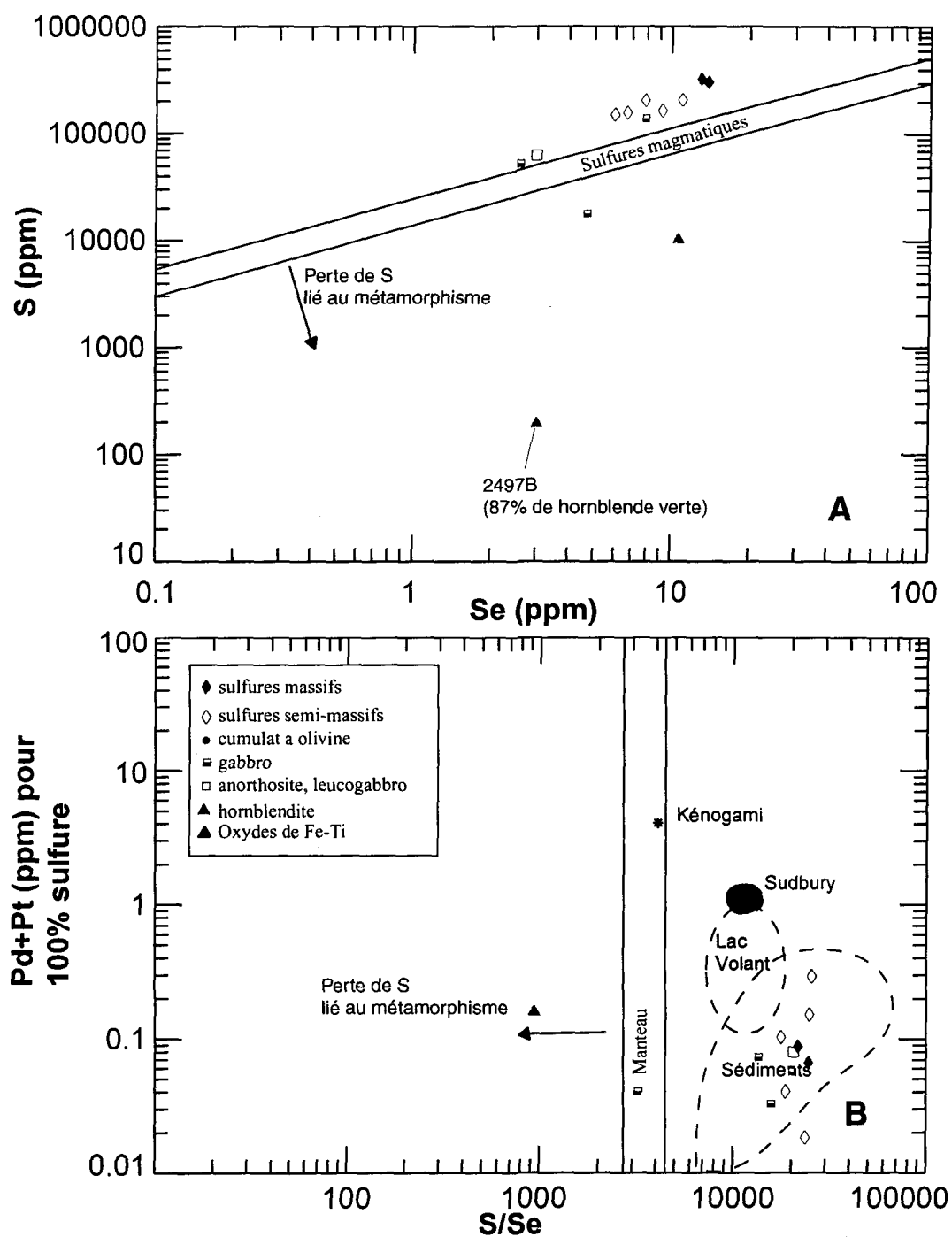


Figure 4.5. Diagrammes binaires illustrant l'apport de soufre subi par les échantillons de sulfures massifs et semi-massifs. Les échantillons ayant $Se < 3$ ppm ont été éliminés. A) Se vs S: illustration de la sulfuration des échantillons minéralisés (d'après Peck et Keays, 1990), B) S/Se vs Pd+Pt: les champs des sédiments, du Lac Volant et de Sudbury sont extraits de Nabil 1999; les données utilisées pour Kénogami sont extraites de Vaillancourt 2001.

sédiments tel que déterminé par Nabil (1999). La figure 4.5B indique également une extrême pauvreté en EGP pour les échantillons du secteur du Lac à Paul. Cette extrême pauvreté reflète l'importante évolution magmatique subie par les lithologies présentes dans le secteur étudié.

4.3.4 Évolution magmatique

Un des objectifs fondamentaux des études géochimiques d'une suite co-magmatique est de déterminer si tous les membres de cette suite sont reliés, par cristallisation fractionnée ou par fusion partielle, à un même parent. La cristallisation fractionnée est un processus majeur dans de nombreuses roches ignées. Ce processus cause des tendances visibles sur des diagrammes de variation d'éléments (figure 4.6). Dans le cas de roches à cumulats, ces tendances sont essentiellement contrôlées par la composition des phénocristaux présents.

Les figures 4.6 A, B et C illustrent la progression des différentes lithologies sous la droite de mélange entre l'olivine et du plagioclase (également réalisable avec une droite de mélange pyroxène-plagioclase). Dans les figures 4.6 A et B, l'alignement des cumulats à pyroxène et à plagioclase est sub-parallèle au mélange, indiquant le fractionnement progressif des lithologies. La figure 4.6 C montre un alignement moins franc dû à la mobilité du sodium. L'éloignement des divers échantillons de la droite des mélanges olivine-plagioclase est causé par la fraction de liquide piégé, de sulfures et d'oxydes contenus dans ces roches. Il est probable que l'altération et le métamorphisme accentuent l'effet de la fraction liquide piégé. Les dykes de diorite du Lac à Paul (Fredette, en cours)

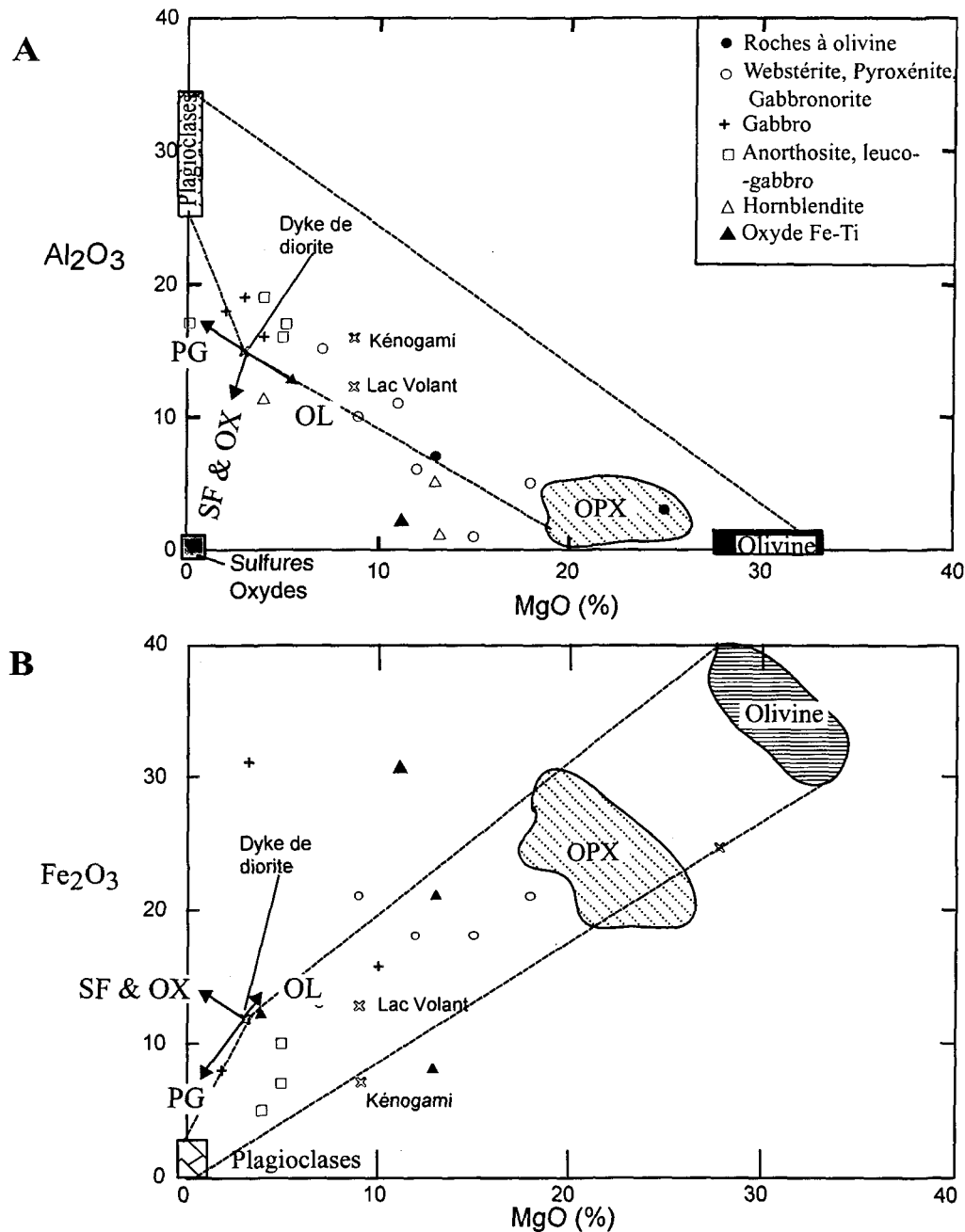


Figure 4.6. Diagrammes binaires illustrant l'effet de la cristallisation fractionnée. A) Al₂O₃ vs MgO, B) Fe₂O₃ vs MgO. Les vecteurs identifiés PG, OL, SF & OX correspondent aux vecteurs approximatifs pour 10% d'accumulation des plagioclases (PG), des olivines (OL) et des sulfures et oxydes (SF & OX). Les données du Lac Volant, de Kénogami et des dykes de diorite proviennent respectivement de Nabil 1999, Vaillancourt 2001, Fredette (en cours) et représentent des liquides initiaux possibles.

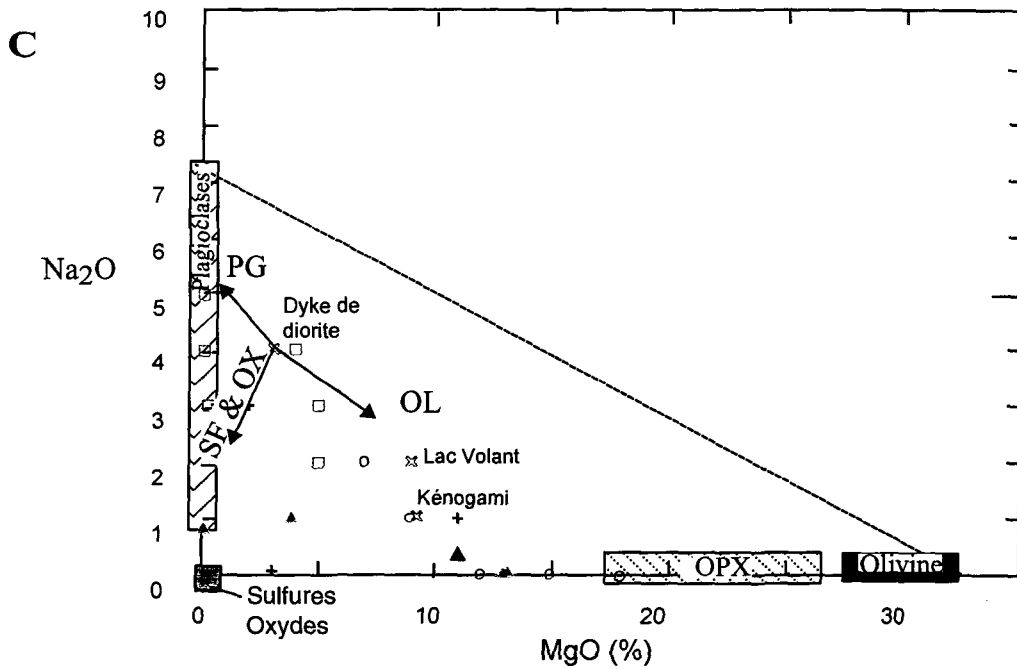


Figure 4.6 (suite). Diagrammes binaires illustrant l'effet de la cristallisation fractionnée. C) Na₂O vs MgO. Les vecteurs identifiés PG, OL, SF & OX correspondent aux vecteurs calculés pour 10% d'accumulation des plagioclases (PG), des olivines (OL) et des sulfures et oxydes (SF & OX). Les données du Lac Volant, de Kénogami et des dykes de diorite proviennent respectivement de Nabil 1999, Vaillancourt 2001, Fredette (en cours) et représentent des liquides initiaux possibles.

représentent un liquide possible dans le cas des figures 4.6 A et B, car les échantillons dans leur ensemble sont relativement bien contenus entre les pôles diorite-olivine-plagioclase. Cependant, dans la figure 4.6 C les dykes de diorite semblent posséder un excès de sodium pouvant s'expliquer par : de l'altération, de la contamination ou simplement par l'effet d'une évolution plus importante des dykes de diorite comparativement aux autres lithologies.

De nombreuses tentatives ont été effectuées pour contraindre le magma parental des indices de Ni-Cu du Lac à Paul. La complexité du problème réside dans le fait que l'origine des anorthosites est une difficulté pétrogénétique majeure non-résolue. De plus, aux abords des indices de sulfures magmatiques, la lithogéochimie est complexe (car perturbée par la circulation des fluides) et les échantillons de cette étude ont tous été recueillis à proximité des indices. Une des tentatives, effectuée à partir d'un programme basé sur des algorithmes et des banques de données de Ghiorso (1985) et Ghiorso et Sack (1994), a donné des résultats qui sans être concluants, sont néanmoins indicatifs. Ce logiciel (Pele) a été programmé par A.E. Boudreau (copyright 1998-2000, Duke Université) et permet de faire évoluer une composition lithogéochimique à l'équilibre ou en cristallisation fractionnée, tout en fournissant la composition des phases cristallisées. Les basaltes alumineux de Scoates et Mitchell (2000) ainsi que les gabbronorites du Lac Volant ne permettent pas d'obtenir l'ordre de cristallisation établi par les observations pétrographiques : olivine-orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase (unités mélanocrates) ou plagioclase-olivine-orthopyroxène-clinopyroxène (unités leucocrates). Les basaltes alumineux ainsi que les

gabbonorites permettent la cristallisation par fractionnement d'olivine (Fo_{78-73}), de clinopyroxène (Di_{80-82}) suivit de plagioclase (An_{68-77}), l'orthopyroxène reste absent si on considère des paramètres de formation réaliste pour le secteur d'étude. Les phases produites lors de ces cristallisations sont moins évoluées que celle du Lac à Paul (Fo_{58-66} et An_{40-54}). Il est possible que la présence abondante d'orthopyroxène au Lac à Paul indique une contamination importante du secteur étudié. Des résultats indicatifs ont été obtenus à partir de dykes de diorite (Fredette, en cours) ayant permis la cristallisation d'olivine (Fo_{61}), de plagioclases (An_{58}), de magnétite et de clinopyroxène (Di_{75}). L'absence d'orthopyroxène reste problématique, cependant la composition des phases obtenues semble favoriser un parent extrêmement évolué.

Une approche qualitative permet d'expliquer l'apparition d'orthopyroxène après la cristallisation de l'olivine. Le système Fo-An-SiO_2 (figure 4.7A) a souvent été utilisé comme base dans les discussions sur l'origine des complexes stratiformes tholéitiques (Irvine, 1970). Ce système ternaire est l'un des plus utile pour illustrer l'importance des relations et interactions de l'olivine en pétrologie ignée. Deux scénarios distincts sont possibles celui de la cristallisation à l'équilibre et celui de la cristallisation fractionnée. Il existe d'importantes différences, autant qualitatives que quantitatives, entre la cristallisation fractionnée et la cristallisation à l'équilibre où le liquide résiduel évolue dans des relations de réactions avec les phases cristallisées. Dans les processus de fractionnement, aucune réaction n'est possible car toute l'olivine a été retirée et accumulée dans la portion solide et le liquide atteint toujours le point E. Dans le cas de fractionnement à l'équilibre, une

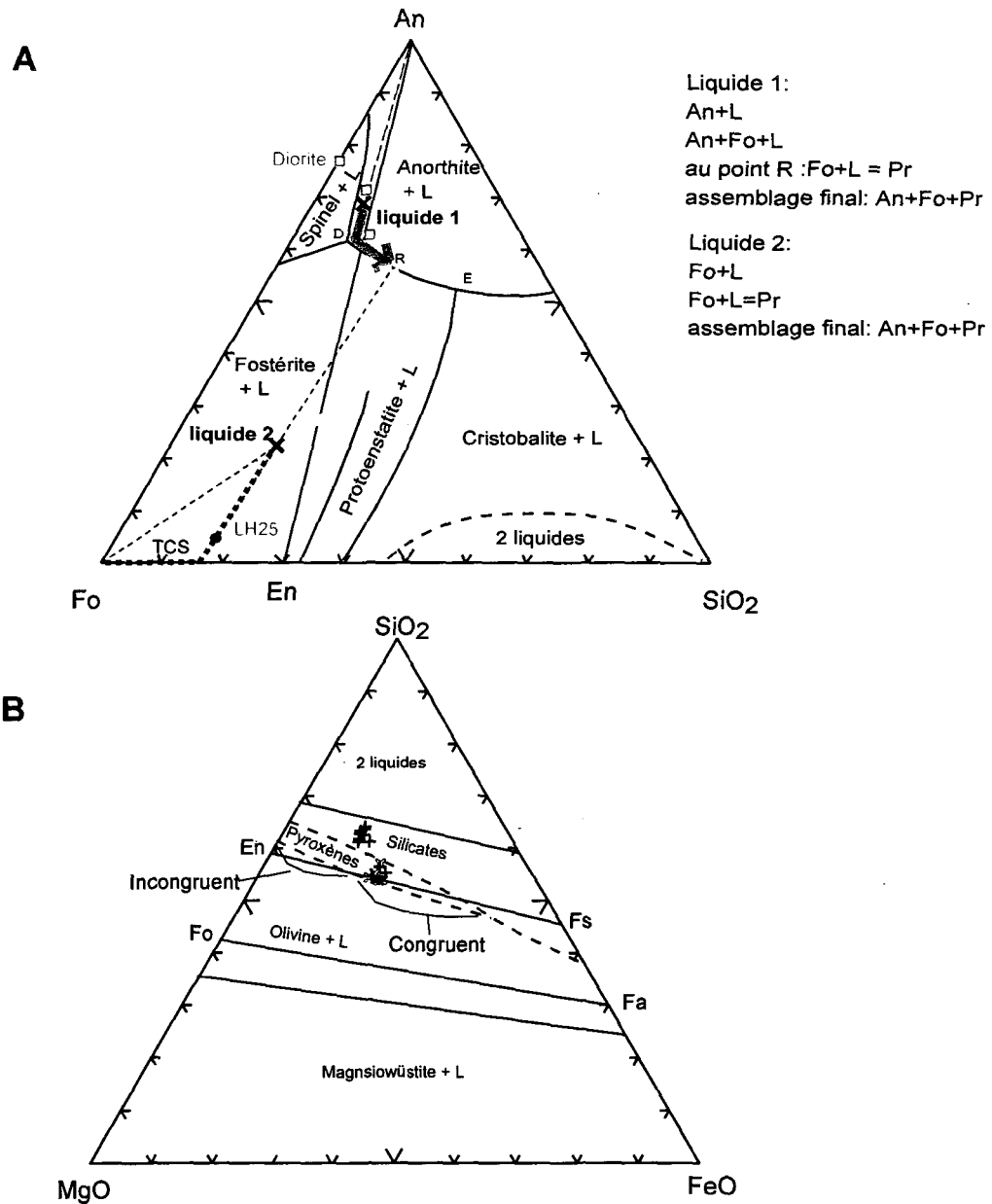


Figure 4.7. A) Diagramme Fo-An-SiO₂, d'après Andersen (1915) et Irvine (1975). TCS : trajectoire de composition totale des solides sur lequel se superpose le cumulat à olivine LH25. La projection des données a été effectuée à partir des algorithmes de Walker et al. (1979) et Sack et al. (1987). LH25: roche totale; Diorite: roches totales (données extraites de J.Fredette en cours). B) Diagramme MgO-SiO₂-FeO d'après Bowen et Schairer (1935). Système illustrant le domaine de stabilité des pyroxènes avec l'enrichissement en fer. Les compositions des pyroxènes (symbole de croix bleue) de l'échantillon LH25 sont dans le domaine de stabilité du pyroxène à fusion congruente permettant la cristallisation simultanée des olivine et des pyroxènes. Les compositions des pyroxènes de diorite (symbole de croix noire) sont extraites de J.Fredette (en cours).

réaction incongrue permet de former le pyroxène (En) par résorptions de l'olivine (Fo) mélangé de liquide (L), soit $Fo+L=En$. Les observations pétrographiques effectuées au chapitre III indiquent que les mésocumulats sont dominants, donc que le fractionnement est le mode de cristallisation mais qu'une part importante de liquide est piégée entre les cristaux accumulés. Le liquide piégé va donc réagir avec les phases cristallisantes comme c'est le cas dans la cristallisation à l'équilibre. Les trajets proposés sur le diagramme tentent d'expliquer l'ordre de cristallisation des phases dans les différentes unités à partir de deux liquides théoriques (figure 4.7A). Deux liquides sont nécessaires : l'un formera des cumulats de plagioclase avec de l'olivine post-cumulus (liquide 1, figure 4.7A) et l'autre permettra la formation de cumulat d'olivine et d'orthopyroxène (liquide 2, figure 4.7A). La coexistence de l'olivine et de l'orthopyroxène peut être expliquée par l'insuffisance de liquide pouvant réagir avec l'olivine ou par l'absence de réaction incongruente due à la fugacité du fer. Les échantillons de diorite (Fredette, en cours) peuvent représenter les liquides initiaux permettant la formation des cumulats de plagioclase avec de l'olivine post-cumulus.

Un des problèmes dans les complexes stratiformes et dans les suites anorthositiques est la présence d'épaisses unités à olivine et pyroxène. Étant donné la réaction péritectique entre l'olivine et le pyroxène ($Fo+L=En$), des lits minces contenant ces deux phases minérales semblent plus appropriés. La figure 4.7B illustre l'accroissement du domaine de stabilité des pyroxènes lors d'enrichissement en fer. Avec l'augmentation des teneurs en fer, le cotectique incongrue entre les pyroxènes et l'olivine devient un cotectique congrue,

l'olivine et le pyroxène peuvent coexister. Sur le diagramme $\text{MgO-SiO}_2\text{-FeO}$, les orthopyroxènes de l'échantillon LH25 ont été reportés (orthopyroxènes poécilitiques avec inclusions d'olivine). Les pyroxènes tombent dans le champ restreint de stabilité des pyroxènes ainsi que sur la cotectique congrue, permettant ainsi la cristallisation simultanée de l'olivine et des orthopyroxènes.

4.4 Comportement des métaux chalcophiles

Les éléments tel que le Ni, le Cu, le Co, le Zn, l'Au, l'Ag, l'As, le Sb et les EGP sont chalcophiles. Ce qui implique que ces éléments ont un coefficient de partage entre un liquide sulfuré et un liquide silicaté. Ainsi, les éléments chalcophiles doivent être contrôlés et contenus majoritairement par les phases sulfurées. Le fort coefficient de partage des EGP entre un liquide basaltique et les phases sulfurées en font des outils remarquables pour retracer l'historique des minéralisations (saturation et ségrégation des sulfures). Cependant, les faibles concentrations en EGP (ppb) en compliquent l'estimation tout en accroissant les possibilités d'erreurs analytiques.

4.4.1 Contrôle des sulfures

Afin d'estimer et de visualiser le contrôle des sulfures sur les métaux chalcophiles, une série de diagrammes binaires ont été utilisées (figure 4.8). La limite de quantification des

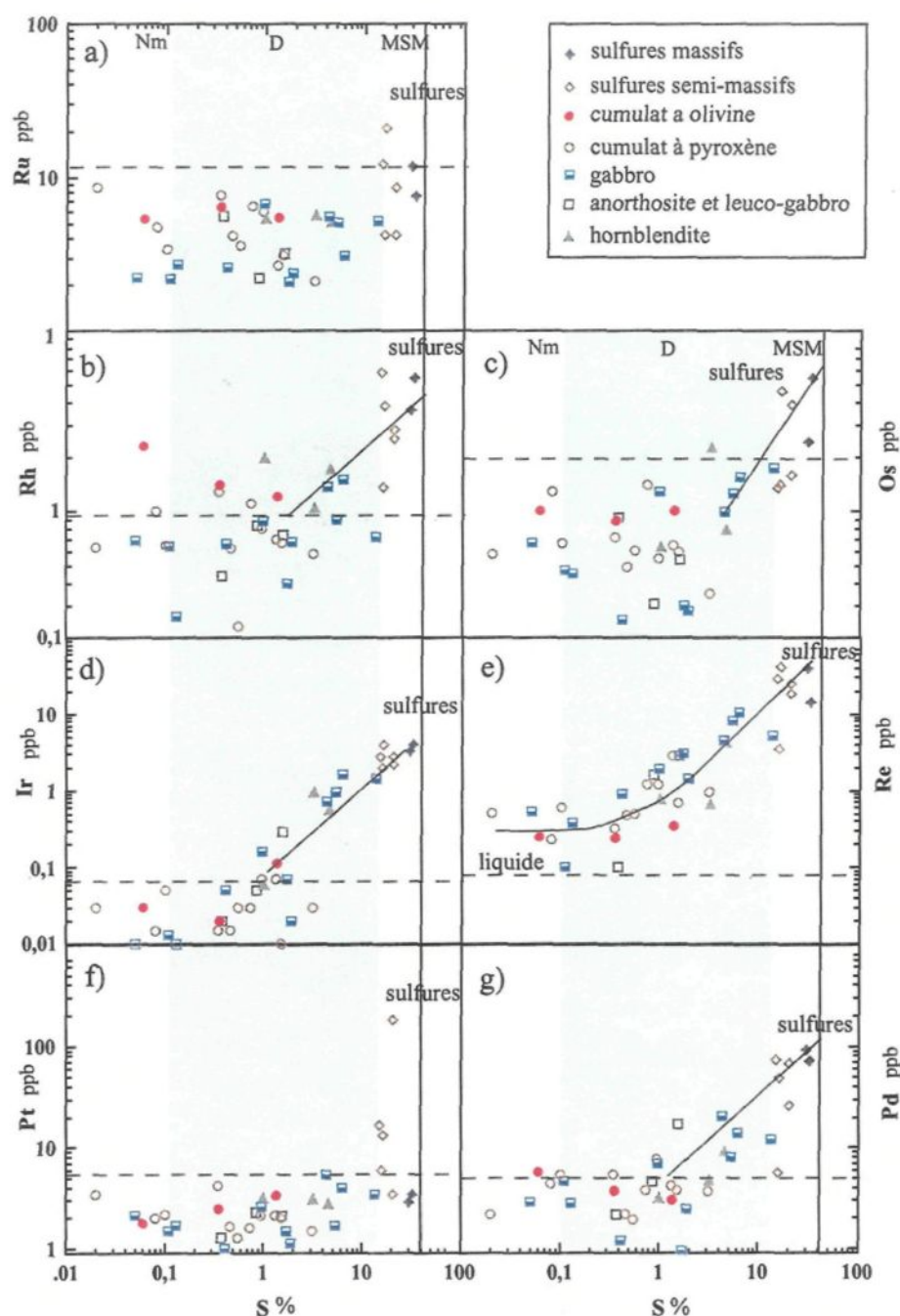


Figure 4.8. Diagrammes binaires, a) Ru vs S, b) Rh vs S, c) Os vs S, d) Ir vs S, e) Re vs S, f) Pt vs S, g) Pd vs S. Légende des champs: Nm = non-minéralisé, D = disséminé, MSM= massif et semi-massif, la ligne pointillée horizontale correspond à une teneur de 100% sulfures, les pointillés verticaux correspondent à la limite de détection quantitative.

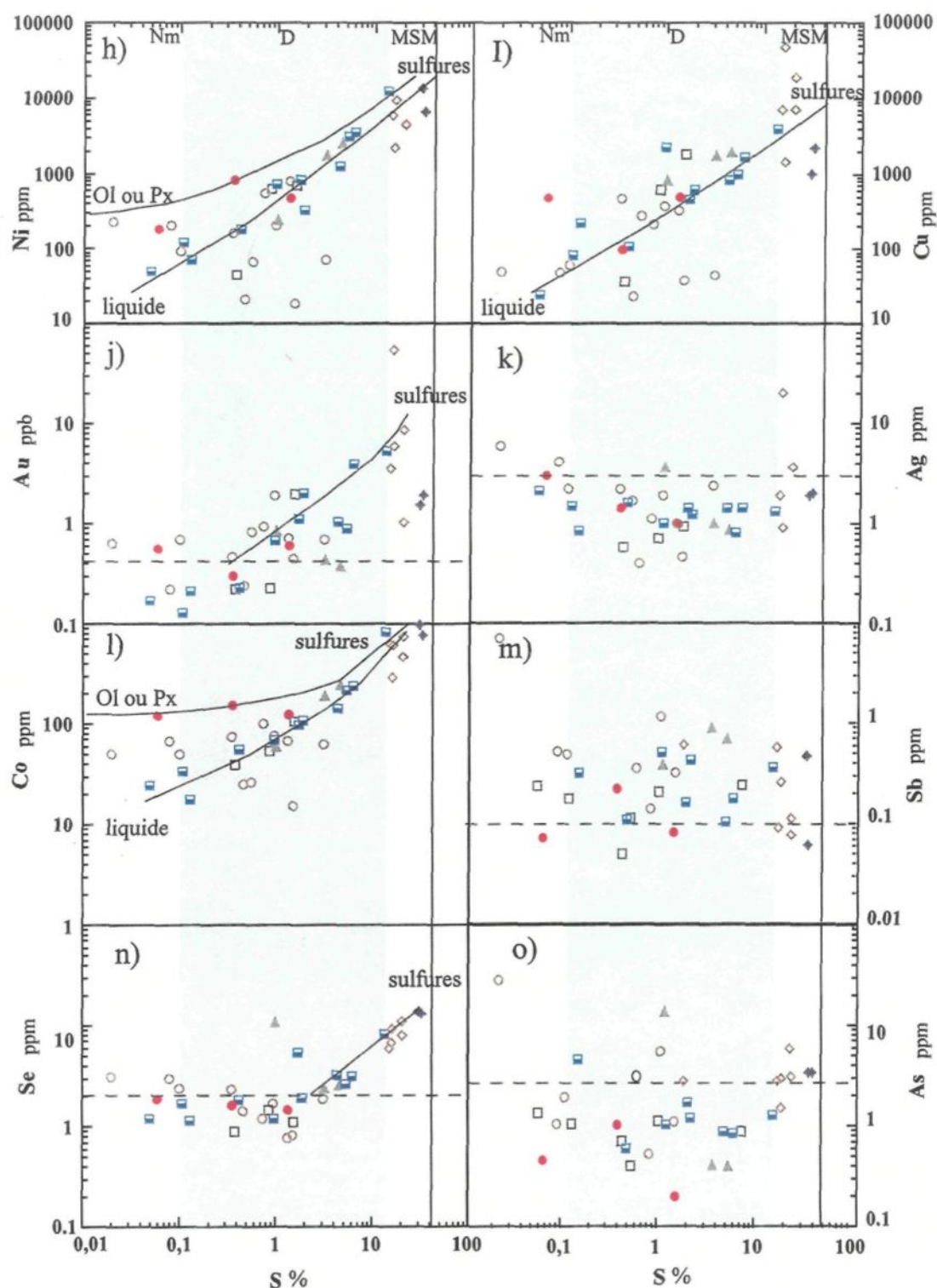


Figure 4.8. Diagrammes binaires (suite).

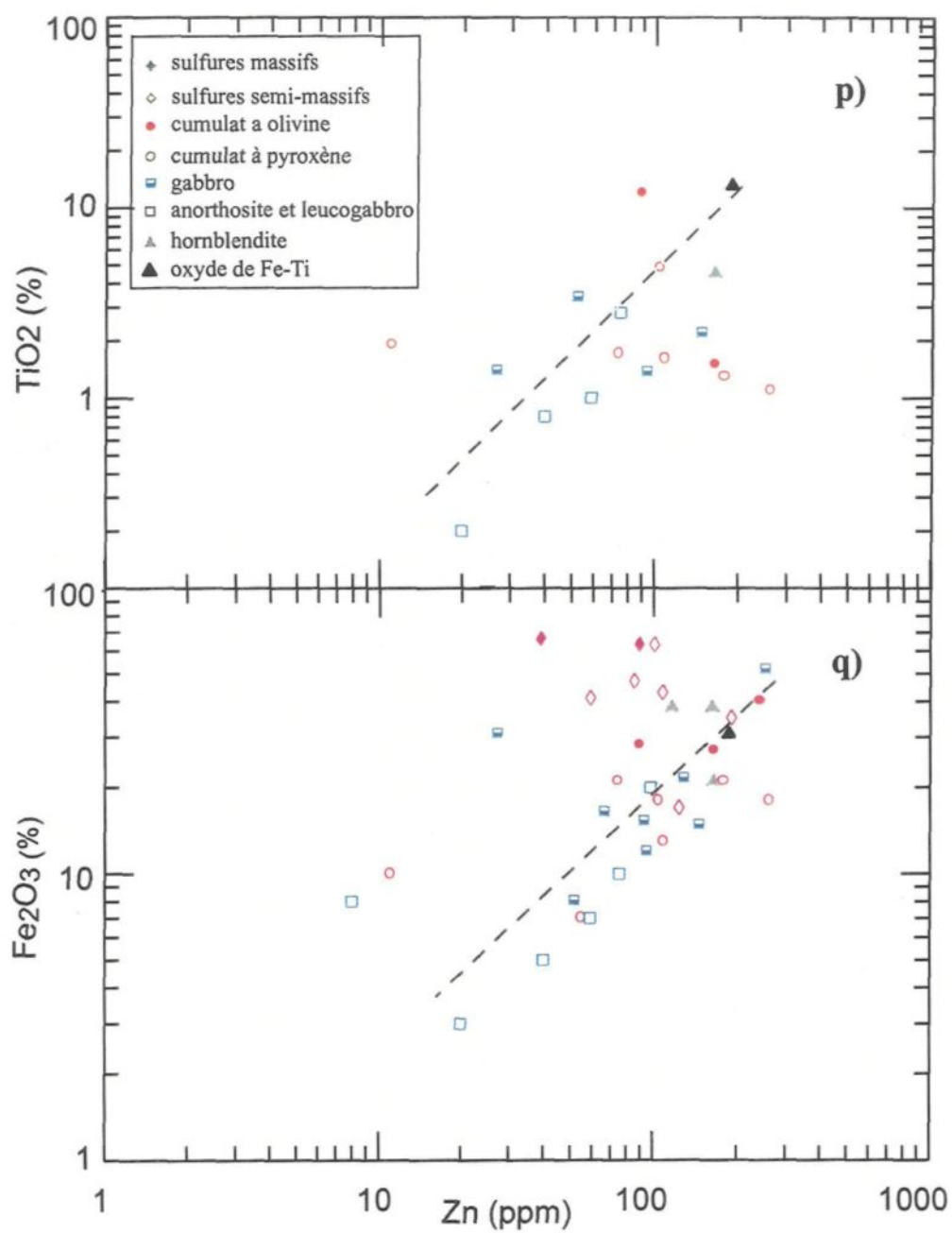


Figure 4.8 (suite). Diagrammes binaires illustrant les corrélations positives du Zn avec le fer et le titane.

EGP, Au et Re a été déterminée à partir des données (multipliées par 3.3) obtenues lors de l'analyse d'un blanc (tableau 4.1); un blanc correspond à l'ensemble des additifs utilisés lors de la préparation des échantillons. Les limites de quantification de Se, As et Sb sont une approximation effectuée à partir des limites obtenues sur les analyses des échantillons. Les éléments chalcophiles peuvent être subdivisés en trois groupes en fonction de la limite de quantification (LOQ):

- 1- Les éléments situés au-dessus de la limite de quantification (erreur inférieure ou égale à 10%) représentés par Ir, Re, Cu, Au, Ni, Co. Ces éléments affichent une bonne corrélation positive avec le soufre quand $S > 0.1\%$. Le Ni et le Co affichent également un contrôle de leur teneur par les phases silicatées (olivine et pyroxènes) lorsque les teneurs en soufre sont inférieures à 0.1% soufre. Les teneurs en Ni et Co des phases silicatées sont limitées par les champs en pointillés à des teneurs respectives de 400 et 150 ppm.
- 2- Les éléments situés près de la limite de quantification (avec une erreur de 10 à 30%) représentés par Os, Rh, Pd, Se, mais qui ont une bonne corrélation avec le soufre quand les valeurs sont au dessus du LOQ. Cette corrélation indique que le S est le contrôle principal.
- 3- Les éléments situés entre le LOQ et la limite inférieure de détection d'un signal (LLD avec une erreur $> 50\%$) représentés par Ru, Pt, Ag, Sb, As.

Les roches non minéralisées (tableau 4.2) ont des teneurs en Cu de 24 à 49 ppm, seul l'échantillon LH23 possède des teneurs anormalement élevées de Cu (459ppm). Les analyses au plasma effectuées sur le cuivre comme le signale les données des standards (tableau 4.1), possèdent un standard de déviation élevé. Les hautes teneurs en Cu de Lh23 sont donc imputables aux techniques analytiques.

Le Zn n'a subi aucun contrôle par les sulfures, mais des corrélations positives marquées avec le titane et le fer indiquent la préférence de cet élément pour les oxydes.

4.4.2 Diagrammes des métaux

Plusieurs facteurs peuvent influencer la concentration et les profils des diagrammes de métaux normalisés. Ces facteurs sont : l'instant où se produit la cristallisation fractionnée des phases, celui où se produit la saturation en soufre, la présence ou non de sulfures. Si une cristallisation fractionnée précoce en minéraux platinoïdes (MGP), chromite et spinelles a lieu. Et le liquide résiduel sera appauvri en EGP comparativement au Ni et Cu (le spinelle favorise Ru, Os, Rh, Ir). Et il sera appauvri en Ni (l'olivine favorise Ni, Os, Ir, Ru, la chromite favorise Os, Ir, Ru) comparativement au Cu. En l'absence de sulfures, il est important de distinguer un cumulat d'olivine ou pyroxène d'un liquide résiduel qui se trouvera appauvri en Os, Ir, Ru. Si le liquide n'atteint pas la saturation en soufre les EGP se concentreront dans les liquides résiduels et un fractionnement des EGP devrait apparaître sur les diagrammes de normalisation. Si les roches contiennent des sulfures, comme c'est le

cas dans la présente étude, le profil des diagrammes de normalisation sera dominé par les sulfures et ce profil sera similaire à celui du liquide au moment de la saturation (Barnes *et al.* 1997a). Ceci implique, qu'en dépit du fait que la roche est un cumulat, son profil sera similaire à celui du liquide au moment de la saturation, s'il n'y a pas eu de fractionnement MSS.

Afin de pouvoir comparer les échantillons contenant différentes quantités de sulfures, une normalisation à 100% sulfure a été effectuée (tableau 4.3). La sélection des échantillons se fait sur la base du contenu en S. Une limite arbitraire de 0.1% S a été fixée avec pour dessein d'éliminer les résultats les plus bas et donc les plus incertains. La méthode utilisée est celle de Barnes et Francis (1995). Basé sur les observations pétrographiques, la pyrrhotine a été définie comme la phase sulfurée majeure, suivie de chalcopryrite et pentlandite. La pyrite, très ponctuelle, n'a pas été considérée. La fraction sulfurée d'une roche (W) va être égale à la somme du soufre total (S_t), du Ni total (Ni_t) auquel le Ni associé aux silicates (ainsi que celui associé à la magnétite dans le cas de LH25) a été soustrait (Ni_{sil}), du Cu total (Cu_t) auquel le Cu associé aux silicates a été soustrait (Cu_{sil}) plus le fer associé aux sulfures (Fe_{sul}), soit :

$$[1] \quad W = S_t + (Ni_t - Ni_{sil}) + (Cu_t - Cu_{sil}) + Fe_{sul}$$

En supposant que la pyrrhotine est monoclinique le ratio Fe/S est d'environ 7/8 et en supposant des ratios de 1 pour Ni/S et Cu/S on obtient la relation suivante :

Tableau 4.3. Métaux nobles et précieux calculés à 100% sulfures

Sample	Sulfures	S %	S recal	Fe	Ni ppm	Cu ppm	Co ppm	Ag (ppm)	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
690964	massif	32,20	40	59	7853	2577	939	<2,45	7	5	9	7	<4,17	87	2
690739	massif	29,90	40	59	17571	1164	1286	<2,51	3	4	16	5	4	122	2
	Moyenne	31	40	59	12712	1870	1113		5	5	12	6	2	104	2
689841	semi-massif	20,40	39	59	8106	12932	894	7	8	5	8	6	351	132	17
689842	semi-massif	15,60	38	50	5116	114991	713	49	3	5	<10,23	3	<14,62	14	##
690800	semi-massif	16,30	39	58	22031	3147	1476	<2,20	11	10	51	9	32	120	14
690741	semi-massif	14,80	39	57	15393	18312	1656	<5,04	4	7	32	16	44	193	9
2349C	semi-massif	20,50	39	57	8386	35448	1411	7	3	4	16	5	<6,48	50	2
	Moyenne	18	39	56	11806	36966	1230	13	6	6	21	8	85	102	35
2566B1	disséminé	13,30	39	56	35767	10937	2400	<3,85	5	4	15	<2,13	<10,05	36	16
690851	disséminé	6,22	39	58	21525	9496	1517	<8,86	10	10	20	9	<25,32	88	25
690853	disséminé	5,30	39	58	21570	6255	1593	<6,02	9	7	38	7	13	60	7
2474	disséminé	4,60	39	57	20505	15379	2081	7	7	5	44	<14,52	<23,92	79	3
LH13	disséminé	4,34	39	59	10000	6491	1298	<12,73	9	6	50	12	<49,09	186	9
2474A1	disséminé	3,19	39	57	19685	19685	2366	<12,30	28	12	70	13	38	58	5
2188C1	disséminé	3,10	39	60	904	573	792	<30,57	<4,46	0	27	<7,39	<19,10	47	9
2390	disséminé	1,89	39	59	4589	10241	2222	25	6	0	49	<14,18	24	51	42
LH21	disséminé	1,72	39	58	16019	7838	2212	<32,08	<6,88	2	47	<9,17	<34,38	22	26
690742	disséminé	1,56	39	55	14882	42450	2651	<22,97	13	7	<79,91	<18,48	<52,44	428	49
2188C2	disséminé	1,52	39	60	467	985	395	<12,18	<15,55	0	80	<17,37	<51,84	97	11
2349	disséminé	1,37	39	58	10208	10927	3476	<28,47	<28,75	3	154	<34,51	96	86	17
2566A2	disséminé	1,31	39	58	20253	6530	2008	<30,09	<19,56	2	80	<21,07	<63,20	125	21
2567D	disséminé	1,01	39	58	5316	27315	2284	<139	25	2	<209	<77,60	<124	123	33
3229	disséminé	0,98	38	51	23739	82263	2723	<39,17	<50,92	6	262	<34,47	<101	<270	26
2396A	disséminé	0,95	39	59	4190	11283	3197	<78,82	<22,82	3	246	<33,19	<87,11	317	78
2474A2	disséminé	0,86	39	56	47474	22741	2457	<32,36	14	2	101	<38,28	<104	210	10
2568C	disséminé	0,73	39	58	24136	5994	5433	<59,40	<75,60	<1,62	350	<59,40	87	207	51
2396B	disséminé	0,55	39	59	4593	12011	1876	<28,26	<43,10	2	<254	<16,25	<91,85	<134	58
2188A	disséminé	0,46	39	61	1781	1951	2123	<144	42	<1,27	349	<52,58	141	<186	20
2567B2	disséminé	0,42	40	60	7533	282	5146	<150	24	5	241	<62,14	<93,22	113	22
2349B	disséminé	0,38	39	60	4501	3785	4018	59	<94,10	2	574	<45,01	<132	<225	23
LH25	disséminé	0,36	39	52	55772	10376	16632	<151	<95,12	2	692	<151	<270	<399	32
LH17	disséminé	0,35	39	56	6800	39686	8231	<245	<80,26	<1,67	<847	<145	<468	596	51
2567B1	disséminé	0,13	38	57	20746	33895	5152	248	<131	3	789	<75,97	<497	827	61
2567A	disséminé	0,11	38	58	6609	28177	11634	<521	<163	<4,52	762	<222	<521	<1600	45
2568A	disséminé	0,10	37	58	34287	21752	18249	<811	<247	18	<1253	<240	<811	1987	##
	Moyenne	2	39	58	16439	16641	4228	13	7	4	187	2	15	213	37

$$[2] \quad Fe_{sul} = 7/8[S/32.064_t + (Ni_t - Ni_{sil})/58.71 + (Cu_t - Cu_{sil})/63.546] * 55.847$$

La concentration d'un élément dans la fraction sulfurée d'une roche (C_s) peut être déterminée par l'équation suivante :

$$[3] \quad C_s = C_r / W \quad \text{où } C_r \text{ est la concentration de cet élément dans la roche.}$$

Lors de la normalisation à 100% sulfures, les EGP ainsi que Ag, As, Co, Sb, Se et Au ont été considérés comme contenu uniquement dans les sulfures. Les résultats des normalisations à 100% sulfures sont donnés dans le tableau 4.4.

Les valeurs de normalisation du manteau primitif proviennent de Barnes et Maier 1999. Les profils de métaux normalisés de la figure 4.9A illustrent clairement la disparité de composition des différents types de minéralisation. Les sulfures disséminés montrent un appauvrissement fortement marqué du Ni (9.48x le manteau) à Ir (1.44 x le manteau). Le Pd montre un accroissement (de 88.88 x le manteau) marqué d'une baisse en Pt (23.58 x le manteau) et en Au (40.73 x le manteau), le profil se termine par une augmentation importante en Cu (676 x le manteau). Les données de Ru, Rh et Os sont près ou sous la limite de détection et n'ont pas été utilisées dans le cas des sulfures disséminés. Leurs

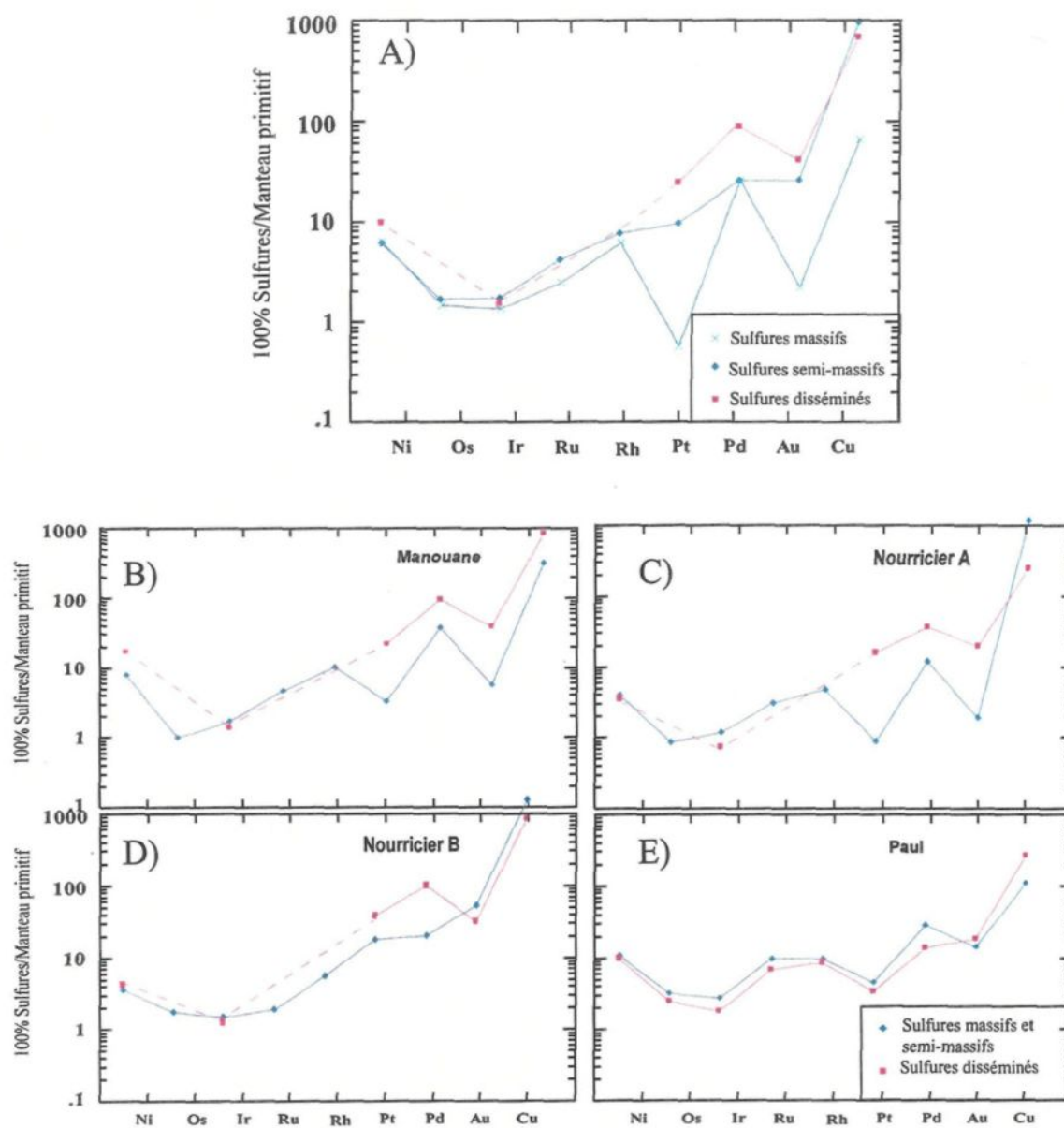


Figure 4.9. Diagrammes métaux normalisés selon l'ordre défini par Barnes (1988). A) données de tous les secteurs, B) secteur Manouane, C) secteur Nourricier A, D) secteur Nourricier B, E) secteur Paul.

manipulations pour les mener à 100% sulfures magnifient les erreurs analytiques dues à la limitation des méthodes employées. Les sulfures semi-massifs forment un profil à pente négative de Ni (5.9 x manteau) à Os (1.69 x manteau), puis à pente positive relativement régulière jusqu'à Cu (1320 x le manteau). Le Pt (12.79 x le manteau) et l'Au (34.97x le manteau) marquent cependant le patron de deux légères dépressions. Les sulfures massifs montrent une concentration en Ni de 6.6 fois le manteau, l'ensemble du profil diffère des sulfures semi-massifs par ces anomalies fortement marquées en Pt (0.57 x le manteau) et en Au (2.2 x le manteau). Le profil des sulfures massifs se distingue également par ses faibles concentrations en Cu (66.8 x le manteau).

L'ensemble des profils montre un appauvrissement en métaux nobles. Si une ségrégation précoce des sulfures se produit, les roches subséquentes seront appauvries en métaux nobles (haut coefficient de partage dans les sulfures) comparativement au Cu et Ni comme c'est le cas pour les profils des échantillons du secteur du Lac à Paul. Les concentrations en métaux, plus élevées dans les sulfures disséminés comparativement aux minéralisations massives et semi-massives, peuvent s'expliquer par un contact prolongé entre les gouttelettes de sulfures et le magma silicaté. Les anomalies négatives marquées en Pt et Au des sulfures massifs peuvent être interprétées partiellement comme étant la représentation de l'accumulation d'une solution solide mono-sulfuré (MSS). Cette interprétation satisfait également les faibles concentrations en Cu, ce dernier ayant fractionné dans le liquide résiduel du MSS. L'anomalie négative étant trop importante pour s'expliquer uniquement par le fractionnement MSS, il semble qu'un lessivage préférentiel

du Pt et de l'Au ait affecté les sulfures massifs. Les sulfures disséminés, quant à eux, possèdent une anomalie négative en Ir induite par une ségrégation précoce des sulfures. Il est possible que des modifications post-magmatiques (métamorphisme et hydrothermalisme) soient à l'origine de certaines de ces anomalies mal comprises.

Les figures 4.9B à E comparent les profils des minéralisations disséminées aux profils des minéralisations massives et semi-massives en fonction de 4 différents secteurs; Manouane, Nourricier A, Nourricier B et Paul. Les minéralisations massives des secteurs Manouane, Nourricier A montrent un fractionnement en Pt et Au assimilable au fractionnement MSS. Les profils du secteur Paul en revanche indiquent que les sulfures massifs n'ont subi aucun fractionnement MSS.

4.4.3 Diagrammes des variations de ratios

Les diagrammes de ratios d'éléments permettent de mieux visualiser le contrôle exercé par les différentes phases ayant cristallisées. Ainsi le diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu permet de mettre en évidence le fractionnement de l'olivine, du pyroxène, de la chromite et du spinelle, puisque toutes ces phases favorisent l'Ir au Pd (figure 4.10A). De plus, l'olivine et le pyroxène favorisent le Ni au Cu. Un magma primitif aura un faible ratio Pd/Ir et un fort ratio Ni/Cu comparativement au magma évolué. Ce type de diagramme ne permet pas de voir l'effet du retrait ou de l'addition des sulfures durant la cristallisation du magma, car le Ni et le Cu ont un coefficient de partage similaire dans les sulfures. Cependant, le fractionnement d'un liquide sulfuré riche en fer favorisant l'Ir au Pd va affecter les ratios.

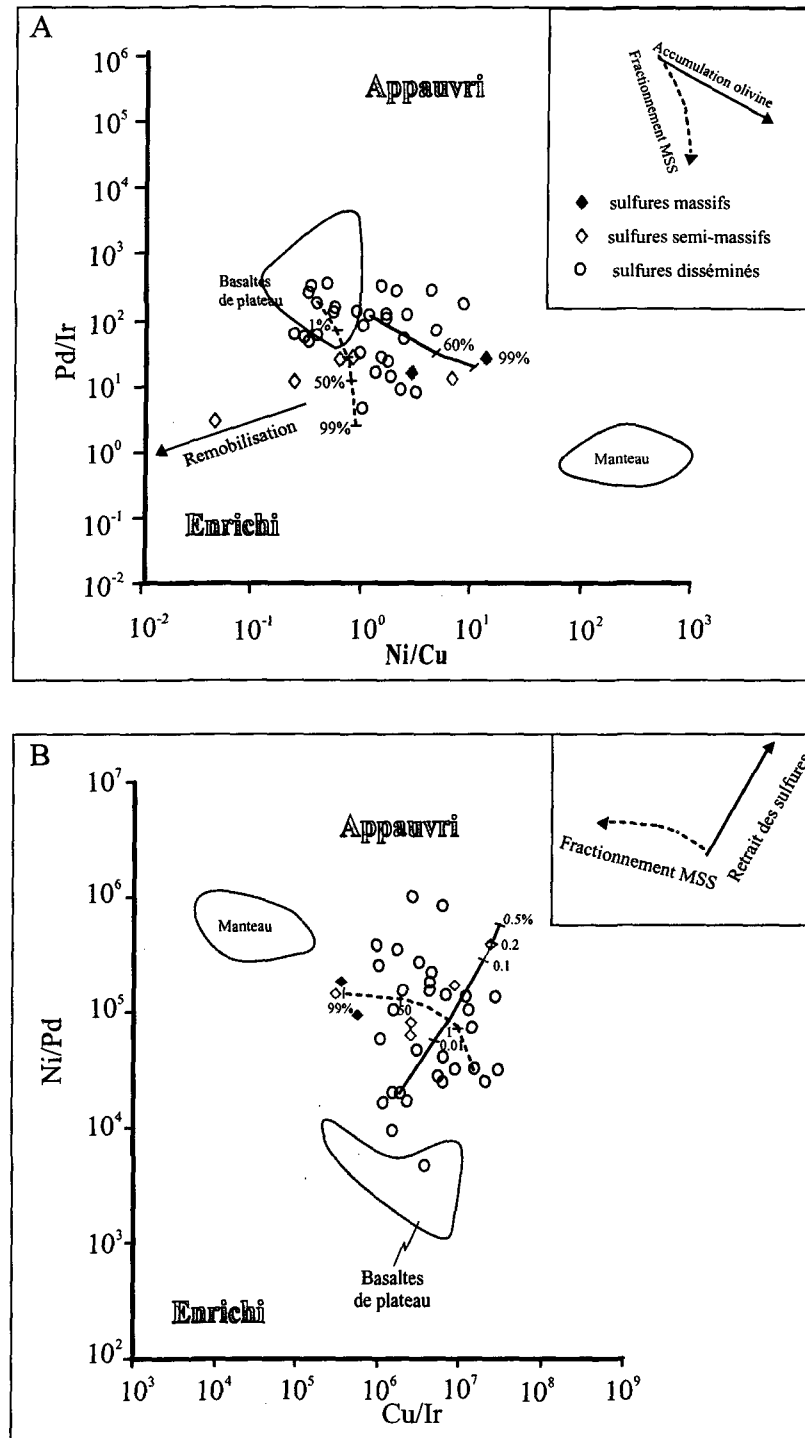


Figure 4.10. Diagrammes des variations de ratios A) Ni/Cu versus Pd/Ir et B) Cu/Ir versus Ni/Pd. Diagrammes extraits de Barnes *et al.* 1993.

La figure 4.10A montre le positionnement des échantillons à sulfures disséminés, semi-massifs et massifs contenus essentiellement dans le domaine des roches extrusives. Ce domaine est défini par les compositions mantelliques et par les basaltes de plateau. Deux courbes d'accumulation ont été modélisées numériquement afin de visualiser l'influence sur la tendance des échantillons pouvant provenir du fractionnement des silicates et du fractionnement MSS. Dans ce diagramme (figure 4.10A), les processus d'accumulation ont été calculés par fractionnement de Rayleigh plutôt que par fractionnement à l'équilibre. Les deux approches vont produire des tendances identiques avec des valeurs absolues différentes. Les valeurs des courbes d'accumulation ont été reportées à titre indicatif afin de permettre la visualisation de la progression de l'accumulation. La concentration d'un élément dans un cumulat moyen (C_c) durant un fractionnement Rayleigh est gouverné par l'équation :

$$[4] \quad C_c = C_l (1 - F^{(D(1-T)+T)}) / (1-F)$$

Où C_l est la concentration de l'élément dans le liquide initial, F est la fraction liquide restante (en poids %), D est le coefficient de partage global de l'élément et T est la fraction de liquide piégé dans le cumulat. Les deux courbes d'accumulation parviennent à circonscrire les tendances des échantillons, seuls les échantillons semi-massifs semblent avoir subi une remobilisation dynamique des sulfures ayant eu pour effet un enrichissement en Cu et Ir. Pour la courbe d'accumulation de MSS, un échantillon de Paul a été utilisé

comme composition initiale, basée sur la présomption que les sulfures de Paul n'ont subi aucun fractionnement MSS.

Le diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir (figure 4.10B) permet la mise en évidence de la ségrégation des sulfures. Étant donné que le coefficient de partage du Ni et Cu dans les sulfures est beaucoup plus bas que celui des EGP, la ségrégation de sulfures précoces va appauvrir le magma subséquent en métaux nobles comparativement au Ni et Cu. L'ensemble des échantillons montre des ratios élevés en Ni/Pd et Cu/Ir confirmant la ségrégation précoce de sulfures déjà observée sur les diagrammes de métaux normalisés. La modélisation de l'effet du retrait des sulfures lors de l'évolution du liquide silicaté a été calculée en considérant un fractionnement à l'équilibre à partir de l'équation de balance de masse suivante :

$$[5] \quad C_1 = C_0 / (1 + S/100 * (D-1))$$

Où C_1 est la concentration de l'élément dans le liquide silicaté fractionné, C_0 est la concentration de l'élément dans le liquide silicaté initial, S est la fraction de sulfures ségrégés et D est le coefficient de partage de l'élément entre le liquide sulfuré et le liquide silicaté. Le diagramme de la figure 4.10B indique que les échantillons n'ont pas tous été formés au même moment, lors de l'évolution du magma initial, mais plutôt tout au long de sa mise en place. Les sulfures massifs et semi-massifs proviennent d'un liquide moins évolué que les sulfures disséminés. La courbe de fractionnement MSS calculée et reportée

sur ce diagramme indique un fractionnement MSS important des sulfures massifs (figure 4.10B).

4.4.4 Facteur *R*

Le diagramme Cu/Pd versus Pd est insensible aux variations que peuvent causer les cumulats de silicates et d'oxydes qui n'intègrent pas ou peu le Cu et le Pd. Seule la ségrégation de sulfures influence de façon marquante le ratio Cu/Pd, ce diagramme permet donc de déterminer à quel stade de l'évolution des magmas les sulfures ont fractionné. Deux facteurs déterminent les teneurs en EGP dans un gîte magmatique, la quantité de sulfures présents et le rapport de masse entre le magma initial et le liquide sulfuré (facteur *R*). L'effet du premier facteur est clairement illustré sur le diagramme de la figure 4.10 où les teneurs en Pd s'accroissent lorsque les concentrations de sulfures augmentent. Les effets du second facteur sont plus difficiles à percevoir et nécessitent une modélisation numérique de la composition des sulfures. Campbell et Naldrett (1979) proposent la relation de fractionnement à l'équilibre suivante :

$$[6] \quad C_s = C_l * D * (R+1) / (R+D)$$

où C_s est la concentration de l'élément dans les sulfures, C_l est la concentration de l'élément dans le liquide silicaté, D est le coefficient de partage de l'élément entre le liquide sulfuré et le liquide silicaté et R est le rapport de masse entre le magma silicaté et le liquide sulfuré. La figure 4.10 propose un magma initial à 70 ppm de Cu et 3 ppb de Pd

(équivalent aux basaltes à olivine de Cape Smith, (Barnes et Picard, 1992) duquel ont ségrégé les sulfures des divers indices de la région du Lac à Paul. Le ratio Cu/Pd est élevé et les échantillons sont au dessus du domaine des roches dérivées du manteau (figure 4.11). Ceci suggère que le magma basaltique ait ségrégé des sulfures en profondeur avec pour résultante un appauvrissement en Pd comparativement au Cu. La quantité de sulfures ségrégés peut être estimée par la réorganisation de l'équation [5] :

$$[7] \quad S = (100 * (C_o / C_i) - 1) / (D - 1)$$

En supposant une composition initiale évoluée du type basalte à olivine de Cape Smith, la relation graphique montre que plus de 0.2 % de sulfures (évolution modélisée avec l'équation 5) ont été retirés du magma avant la mise en place des indices du secteur du Lac à Paul. Les deux échantillons semi-massifs ayant les ratios Cu/Pd les plus élevés sont considérés comme résultant de la remobilisation du cuivre lors du métamorphisme régional. Les lignes horizontales représentent (équation 6) la composition possible pour des sulfures à l'équilibre avec un magma de composition équivalente au point de rattachement de la ligne horizontale et de la ligne d'évolution du magma silicaté. Les points ovoïdes grisés représentent le contenu en sulfures à 1%, 30% et 100%. Pour chaque échantillon, les sulfures sont interprétés comme ayant interagis avec une quantité de magma silicaté qui lui est propre (ie : quantité variable d'un échantillon à l'autre). Ainsi, plus les sulfures proviennent d'un magma silicaté évolué, plus le facteur R nécessaire à l'obtention des concentrations analysées est élevé (figure 4.11).

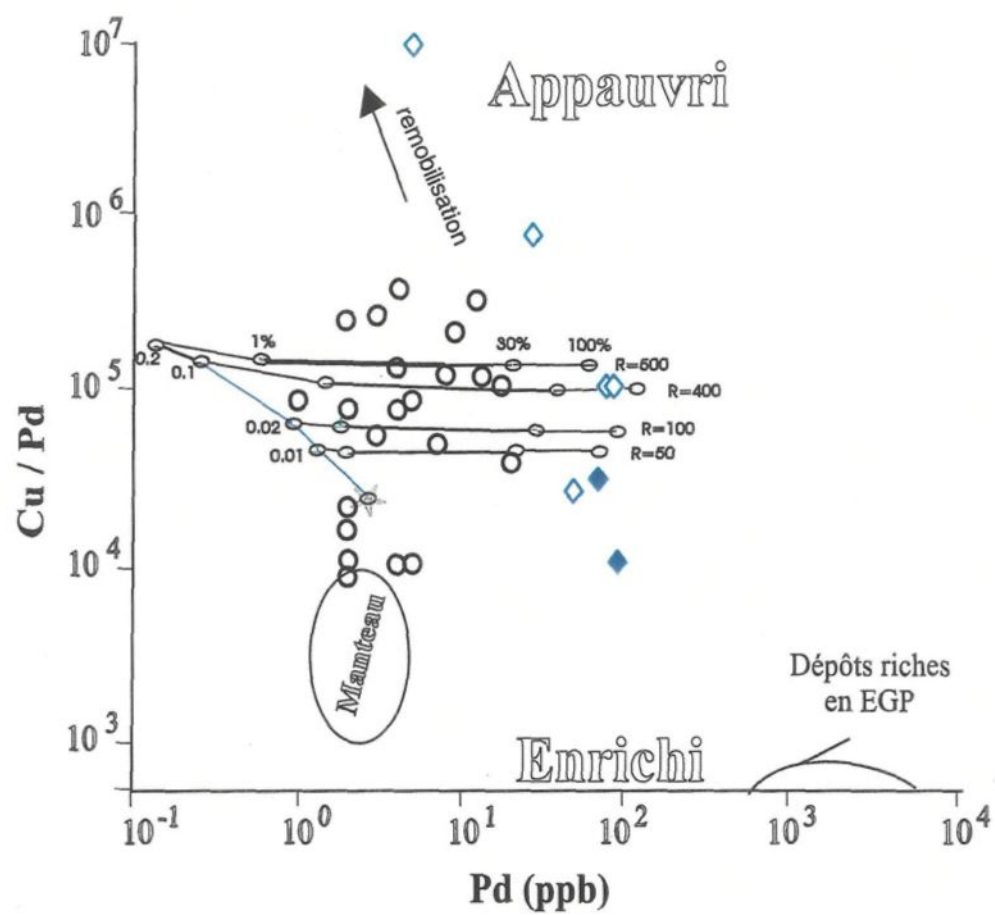


Figure 4.11. Diagramme Cu/Pd versus Pd (légende voir figure 4.10). D'après Barnes et al. (1993).

CHAPITRE V

DISCUSSION

L'objectif de ce chapitre est de répondre aux questions exposées dans la problématique avec les éléments vus et obtenus tout au long de l'étude par l'observation de terrain, la pétrographie, la géochimie et la littérature. De plus, ce chapitre vise à intégrer ces éléments dans un modèle cohérent de formation des indices sulfurés du secteur du Lac à Paul. La première question soulevée concerne l'applicabilité, sur les indices du Lac à Paul, des modèles magmatiques existants. La seconde question concerne le potentiel économique du secteur à l'étude : Est-il possible d'y trouver des gisements de type Voisey's Bay ?

La démarche utilisée, afin de répondre aux questions soulevées, consiste à dégager les différentes étapes de formation des indices de Ni-Cu du Lac à Paul en regard du modèle classique (contexte de rift) ainsi que celles des modèles à pulsions multiples.

5.1 Contexte tectonique

L'essentiel des grands gisements de sulfures de Ni-Cu magmatiques se trouve dans des contextes tectoniques en extension, favorisant ainsi une remontée rapide des magmas. Les

gisements ayant un modèle à pulsions magmatiques multiples sont situés dans des croûtes protérozoïques épaisses, aux abords de zones de faiblesses crustales. Les études régionales menées sur le Grenville (Rivers, 1997; Higgins et van Breemen, 1996) situe la mise en place de la SASLSJ au néo- Mésoprotérozoïque, c'est-à-dire durant l'orogénie collisionnel du Grenville. De plus, les évidences de terrains (Hébert et Beaumier 2000; Turcotte, 2001) indiquent une mise en place syn- et tardi-chevauchement pour les unités minéralisées bordant l'intrusion.

Le mode de mise en place de la SASLSJ reste problématique. Les évidences structurales écartent l'hypothèse de mise en place dans un contexte tectonique en simple extension pour le dernier épisode magmatique (Turcotte, 2001). L'hypothèse d'une ascension le long d'une faille en décrochement demeure intéressante, mais la signature de chevauchement doit être synchrone avec l'ascension des magmas (Turcotte, 2001). Trois linéaments d'orientation NE ou NNE, ayant joué en cisaillement, semblent représenter la structure ayant favorisé l'accès des magmas vers la surface. Ce contexte tectonique est fort semblable à celui présent dans les gisements à pulsions multiples.

5.2 Source des métaux

Afin de produire un gisement magmatique riche en métaux, il faut générer une fusion partielle suffisante pour fondre et dissoudre les sulfures de la source. Un taux de 25% de fusion est nécessaire pour consommer les sulfures du manteau (Barnes *et al.* 1997a) et le

centre d'un panache mantellique est un endroit propice à un tel taux de fusion. Les effets d'une telle fusion se traduiraient, sur les profils des terres rares et des diagrammes multi-éléments, par un enrichissement en REE légers et en éléments incompatibles ainsi que par une concentration élevée pour l'ensemble des éléments. Cependant, les profils relativement plats relativement plats des REE des cumulats à olivine (La/Lu_{nc} de 1.4 à 4.1) et des cumulats à pyroxènes (La/Lu_{nc} de 0.36 à 4.9) reflètent un comportement de magma tholéiitique et l'anomalie positive en Eu des cumulats à olivine reflète la composition du liquide. L'anomalie positive en Eu signale la résorption de plagioclases en profondeur (contamination ou fusion adiabatique). Les concentrations des REE légers du Lac à Paul se situent approximativement entre 10 et 20 chondrites, lorsqu'elles ne sont pas influencées par des phases telles que l'apatite.

Les hauts ratios de Pd/Ir versus les faibles ratios de Ni/Cu (figure 4.12A) indiquent soit un taux de fusion bas, soit une roche très évoluée. Pour des métaux entièrement contenus dans les sulfures du manteau, comme le Cu et le Pd, la concentration de ces métaux dans un magma produit par 25% de fusion devrait être environ 4 fois celle du manteau : c'est-à-dire environ 112 ppm de Cu et 16 ppb de Pd dans des roches non minéralisées (Barnes *et al.* 1997). Or, les roches non minéralisées des divers indices ont des teneurs en Cu de 24 à 49 ppm et sous la limite de détection pour le Pd. Les diverses observations faites à partir de la géochimie permettent de conclure que les roches du secteur du Lac à Paul ne proviennent pas d'une fusion primaire du manteau. De plus, pour parvenir à un fractionnement de phases Fo_{61} , An_{58} , il a été nécessaire d'utiliser un liquide dioritique plutôt qu'un

gabbro norite ou un basalte alumineux. Ces éléments indiquent que le magma parental est fortement évolué.

5.3 Transport du magma

Pour éviter toutes ségrégations des sulfures durant le transport du magma vers la surface, l'ascension doit être rapide. Un contexte tectonique en extension va faciliter l'accès du magma vers la surface, mais le contexte tectonique grenvillien suggère une mise en place durant un épisode tectonique en chevauchement. Les anciennes structures ré-activées semblent avoir fourni au magma un accès vers la surface comme c'est le cas pour Voisey's Bay (Li et Naldrett, 1999) et le Lac Volant (Nabil, 1999). Cet accès n'étant pas aussi aisé que celui existant dans des milieux en pure extension, le temps de résidence du magma à la base et dans la croûte continentale s'en trouve accru.

Cette hypothèse peut s'appuyer sur plusieurs observations :

- 1- La déstabilisation de l'olivine (coronitique) et l'apparition abondante d'orthopyroxène indique un accroissement important du contenu en silice et peut être assimilé à une contamination crustale importante pour l'ensemble des lithologies du Lac à Paul. Une assimilation totale des gneiss et des marbres encaissants aurait estompé l'anomalie négative du Th. Il est donc concevable que l'assimilation des éléments du contaminant ait été sélective ou que le

contaminant soit différent aux encaissants régionaux. La figure 4.3 compare certains profils lithologiques avec celui de la croûte continentale inférieure. Cette partie de la croûte ne possède aucune anomalie marquée en Th. Une contamination en profondeur induite par un temps de résidence prolongé peut donc expliquer la conservation de cette anomalie.

- 2- L'appauvrissement en métaux nobles pour l'ensemble des profils des métaux du secteur étudié. Si une ségrégation précoce des sulfures se produit, les roches subséquentes seront appauvries en métaux nobles (haut coefficient de partage dans les sulfures) comparativement au Cu et Ni comme c'est le cas pour les profils des échantillons du secteur du Lac à Paul. Il est donc probable que le transport des magmas le long des structures chevauchantes n'ait pas été assez rapide pour prévenir une ségrégation des sulfures.

5.4 Saturation en S

Les processus qui initient la saturation de sulfures, dans un magma initialement sous saturé en S, restent mal compris. Il a été fréquemment proposé que la saturation en sulfures soit initiée par des sulfures introduits dans le magma par assimilation des roches encaissantes (Leshner et Campbell, 1993). L'abondance des orthopyroxènes comparativement aux olivines et l'épaisseur de la croûte traversée, impliquent une assimilation extensive de matériaux crustaux et, la conservation de l'anomalie en Th,

implique la participation de croûte en profondeur. Les diagrammes multi-éléments des sulfures n'indiquent pas une contamination plus marquée que les autres lithologies du secteur d'étude, mais le ratio S/Se des sulfures massifs et semi-massifs est identique à celui des sédiments (figure 4.5B). Un transfert du soufre par des volatils de l'encaissant au magma (Ripley et Alawi, 1988) est possible dans le cas des indices du Lac à Paul. Mais, il est plus probable que la décroissance de la température près des contacts avec les encaissants régionaux ait causé la diminution de la solubilité du soufre. Cette dernière hypothèse est appuyée par la présence des lentilles de sulfures massifs et semi-massifs aux abords des marges de l'intrusion. Cette approche permet d'expliquer le facteur R (figure 4.11) plus bas dans les sulfures massifs que dans les sulfures semi-massifs et disséminés (Barnes *et al.* 1997a). L'indice Paul est situé dans une zone où le litage rythmique est exceptionnellement bien développé et indique ainsi un milieu peu perturbé. La rythmicité peut s'expliquer par des cellules convectives ayant favorisées l'interaction du S et du magma silicaté. Cette hypothèse permet d'expliquer les hautes teneurs en Ni des sulfures disséminés de l'indice Paul.

Plusieurs autres facteurs influenceront la solubilité des sulfures dans un magma silicaté (figure 1.3B), il s'agit de la pression, de la composition en FeO et silice (d'autres composantes peuvent intervenir) ainsi que de la fugacité de l'oxygène (MacLean 1969, Haughton *et al.* 1974, Wendlandt 1982). Étant donné le contexte lithochimique particulier du secteur du Lac à Paul (abondance de roches à oxydes et apatite), le mécanisme le plus important semble avoir été le contenu du magma en fer. La précipitation de grandes

quantités d'ilménite va produire une décroissance de la solubilité du soufre et la formation de gouttes immiscibles de sulfures (Buchanan, 1976; Von Gruenewaldt, 1976 et 1979). Les observations pétrographiques confirment l'existence de l'association oxydes-sulfures ainsi que la formation de gouttes de sulfures immiscibles (Planches 10A, 12, 13).

Donc, un transfert de soufre par assimilation de roches crustales en profondeur est probable, et peut être combiné à la décroissance de la solubilité du S par la précipitation de grandes quantités de fer à partir d'un magma ayant subi un fort fractionnement.

5.5 Concentration spatiale de la minéralisation

Les gouttes de sulfures ayant ségréguées d'un magma silicaté ont besoin de mécanisme permettant leur concentration en un même endroit. Dans un système de conduit dynamique où le taux d'écoulement est élevé, les sulfures pourront être maintenus en suspension et s'enrichir. Les sulfures s'accumuleront dans les zones où le taux d'écoulement du magma est en baisse, favorisant ainsi les irrégularités topographiques (cf. changement de profondeur, évasement...) des conduits magmatiques et des coulées (figure 1.4B). De par leur nature, les intrusions intra-cratoniques de grandes tailles, ont des écoulements magmatiques stables favorisant la croissance cristalline ainsi que le fractionnement. Ces conditions ne favorisent pas la concentration spatiale des sulfures.

Des phénomènes particuliers, tel que des pulsions magmatiques multiples, ont permis, dans le cas de Voisey's Bay et du Lac Volant, de ré-enrichir des sulfures ayant saturés à

partir d'un magma initialement appauvri. Ce mécanisme a permis d'enrichir les sulfures présents avec les métaux du magma nouvellement arrivés et de les concentrer dans des zones de faible pression. L'une des évidences incontournables de ce mécanisme est la présence de minéralisation bréchiforme avec enclaves des roches hôtes. Dans le cas du secteur du Lac à Paul, bien que nous ayant à faire à une intrusion de grande taille, la mise en place des lithologies minéralisées coïncide avec la fin du mouvement chevauchant. La minéralisation massive et semi-massive observée dans les différents forages ne permet de voir que de très rares phénomènes de bréchification pouvant être associés à de l'autobréchification et des remobilisations dans les forages 1 et 2 du secteur de Nourricier A. Les modèles de Voisey's Bay et du Lac Volant ne semblent donc pas applicables tels quels. Les « enclaves » contenues dans les minéralisations sulfurées ne renferment pour tous fragments siliceux que quelques minéraux individuels (olivine, plagioclases, pyroxènes). Il est à noter que les litages localement présents ainsi que le faible degré de remobilisation des sulfures et oxydes indiquent que la cristallisation a été complétée lors d'une accalmie tectonique ou dans des zones protégées.

L'étude structurale (Turcotte, 2001) se base sur une anisotropie structurale beaucoup plus faible dans « l'anorthosite mauve », c'est-à-dire dans les lithologies de bordure à oxydes, apatite et sulfures, que dans l'anorthosite précoce (sans oxyde et ni apatite). De plus, des enclaves de tailles décimétriques à métriques du faciès anorthositique précoce (possédant une signature structurale antérieure aux lithologies minéralisées), se retrouvent dans la phase tardive enrichie en oxydes et apatite et sulfures. Bien que faible, l'anisotropie

structurale des unités porteuses des minéralisations de Ni-Cu existe. Une mise en place syn-à tardi-chevauchement permet de conserver une certaine turbulence du magma silicaté. Cette mise en place, accompagnée de contamination durant la remontée et lors de la mise en place finale, peut également expliquer les variations du facteur R des sulfures disséminés. Les sulfures de chaque échantillon ont été interprétés comme ayant interagi avec une quantité de magma silicaté qui leur est propre. Si la contamination en S est progressive et que les turbulences créées mécaniquement sont sporadiques, chaque goutte de sulfure possédera sa propre histoire.

La fin de l'activité tectonique marque la fin des turbulences et rend impossible le maintien en suspension des sulfures ségrégés. L'abaissement de la température va favoriser la formation de sulfures massifs en marge de l'intrusion, au contact des roches encaissantes.

5.6 Fractionnement du liquide sulfuré

Lors de son refroidissement, le bassin de liquide sulfuré peut subir une cristallisation fractionnée qui formera un cumulat de sulfure riche en fer (MSS) et en Os, Ir, Ru, Rh et un liquide sulfuré fractionné riche en Cu, Pt, Pd, Au. Le liquide riche en Cu peut cristalliser *in situ* et former la portion riche en Cu des sulfures massifs. De nombreuses évidences favorisent l'hypothèse d'un fractionnement MSS des sulfures du secteur du Lac à Paul.

La cristallisation fractionnée est un processus majeur dans la formation de gisements magmatiques de sulfures et de nombreuses données expérimentales sur les systèmes Fe-Ni-Cu-S permettent la détermination des températures de cristallisation et des champs de cristallisation (figure 3.7B). La figure 3.7B illustre les relations compositionnelles des différentes phases sulfurées coexistantes et met en évidence l'appartenance des pyrrhotines aux champs des MSS ainsi que l'appartenance de la chalcopyrite au champ des ISS.

Les diagrammes des métaux (figure 4.9) dévoilent des anomalies négatives marquées en Pt et Au des sulfures massifs. Ces anomalies ont été interprétées partiellement comme étant la représentation de l'accumulation d'une solution solide mono-sulfuré (MSS). Cette interprétation satisfait également les faibles concentrations en Cu, ce dernier ayant fractionné dans le liquide résiduel du MSS.

Les figures 4.9B à E comparent les profils des minéralisations disséminées aux profils des minéralisations massives et semi-massives en fonction de 4 différents secteurs; Manouane, Nourricier A, Nourricier B et Paul. Les minéralisations massives des secteurs Manouane, Nourricier A, Nourricier B montrent un fractionnement en Pt et Au assimilable au fractionnement MSS. Les profils du secteur Paul en revanche indiquent que les sulfures massifs n'ont subi aucun fractionnement MSS.

Sur les diagrammes Ni/Cu versus Pd/Ir et Ni/Pd versus Cu/Ir (figure 4.10A et B), une courbe d'accumulation de MSS a été modélisée. Un échantillon de l'indice de Paul a été

utilisé comme composition initiale, basée sur la présomption que les sulfures de l'indice de Paul n'ont subi aucun fractionnement MSS. Le positionnement des sulfures massifs par rapport à cette courbe appuie l'hypothèse du fractionnement d'un MSS.

A la vue de nombreuses évidences, il est permis d'établir l'existence d'un fractionnement MSS (exception faite pour l'indice de Paul) pour l'ensemble des sulfures massifs et semi-massifs des indices du Lac à Paul.

5.7 Remobilisation et altération

Les données de microsonde (figure 3.7B) ont permis d'établir que la solution monosulfurée (MSS) cristallise à des températures allant de 1100°C à 960°C. À ces températures la solution solide intermédiaire appauvrie en Ni n'est pas stable. Le diagramme Cu-Fe-S (figure 3.7B) indique que le liquide sulfuré riche en Cu ne cristallise qu'à 700°C alors que la roche hôte cristallise autour de 1000°C. Le contraste de compétence entre le liquide et son hôte le rend vulnérable à la redistribution. Dans un système de ré-ajustement tectonique, chaque mouvement crustal peut ouvrir des fractures dans le mur ou dans les sulfures massifs fraîchement cristallisés. Le liquide riche en Cu peut être injecté dans toutes ces structures dilatées et former des veines riches en Cu. Il peut être injecté le long de l'intrusion au contact de la roche encaissante. Il peut également être entraîné dans une nouvelle arrivée de magma silicaté et former des sulfures globulaires ou des sulfures matriciels (Barnes et al. 1997a et b). Les veinules de chalcopryrite observées en

lames minces supportent cette hypothèse. De plus, les observations faites sur le diagramme Ni/Cu versus Pd/Ir (figure 4.10) indiquent une remobilisation dynamique des sulfures ayant eu pour effet un enrichissement en Cu et Ir. Les observations de terrain et pétrographiques, des zones de Houlière et Nourricier, exhibent une remobilisation des sulfures et des oxydes déjà solidifiés lors de la déformation tectonique de ce secteur.

Une autre forme de remobilisation et d'altération de la minéralisation mettent à contribution les fluides aqueux de fin de cristallisation. Ce type de modèle suggère une concentration des sulfures et des éléments du groupe du platine (EGP) par processus post-cumulus pouvant évoluer en fluide de haute température ou en fluide chloruré (Boudreau et Meurer, 1994). L'altération la plus commune des gisements de sulfures de Ni-Cu se traduit par la présence de phases hydratées pouvant provenir soit de la rééquilibration entre les cumulats et le liquide silicaté interstitiel, soit de la dévolatilisation de l'encaissant. Une altération croissante aux abords des zones minéralisées serait donc attendue. Cependant, il a été établi que les zones à sulfures massifs et semi-massifs n'ont pas subi de transformation géochimique plus poussée que les autres lithologies du secteur.

5.8 Modélisation

Cette section reprend les éléments de la discussion et tente de les intégrer dans un modèle génétique cohérent de formation de la minéralisation. Pour suivre la structure établie antérieurement dans ce travail, le modèle est travaillé par étape.

Étapes 1 et 2 : Contexte tectonique et source possible du magma parental

Le contexte géologique global (province géologique ignée, sulfures matriciels, composition chimique) tend à confirmer l'hypothèse d'une minéralisation de sulfures de Ni-Cu d'origine magmatique. Bien que le magma parental n'ait été contraint, il apparaît qu'un magma extrêmement évolué ($\text{MgO} \sim 4.5\%$) est nécessaire à la formation des plagioclases et olivines de la région du Lac à Paul. La signature tholéiitique des profils de terres rares et l'abondance d'orthopyroxène indiquent un magma saturé en silice, cette saturation peut être le produit de contamination crustale en profondeur. En accord avec le modèle de Duchesne *et al.* (1999), il est suggéré que lors d'une tectonique coulissante de l'orogénie grenvillienne (1.19 à 0.98 Ga) un lambeau crustal ait été enfoui et stocké aux abords du moho (figure 5.1 A). Cet enfouissement a pu se produire dans une zone de *pull apart*, favorisant ainsi l'effondrement des matériaux crustaux. Les matériaux crustaux ainsi exposés à de hautes températures ont fusionné et se sont mélangés à des matériaux mantelliques (figure 5.1 A). Lors d'une pulsion de raccourcissement et chevauchement, ces matériaux anorthositiques ont débuté leur ascension (figure 5.1 B) dans la croûte continentale jusqu'à leur site de dépôt final.

Étape 3 : Transport syn-tectonique

En accord avec les conclusions de Turcotte (2001), l'ascension du magma se fait le long d'une zone de cisaillement en décrochement permettant une meilleure circulation du magma le long de conduits verticaux. La présence de la faille Lac-Saint-Jean-Pipmuacan

de direction NE représente un décrochement majeur. L'attitude de la faille correspond à l'axe long du massif de la SALSJ (Hébert 1999) et peut servir de conduit au magma.

L'étude structurale menée par Turcotte (2001) conduit à la conclusion d'une mise en place, des magmas, synchrone avec le chevauchement afin d'expliquer les signatures structurales observées dans le secteur du Lac à Paul. Mais les unités porteuses de minéralisation se mettent en place tardivement lorsque le transport s'affaiblit. Ces unités lithologiques sont peu déformées et contiennent des enclaves des phases précédentes (anorthosite) déformées indiquant qu'elles sont tardives (figure 5.1 C) dans la séquence par rapport aux roches antérieures. La présence d'enclaves dans les unités minéralisées, permet de supposer une contamination accrue et progressive lors de la remontée magmatique (figure 5.1 D). Cette hypothèse est soutenue par l'existence d'enclaves de gneiss et de marbres dans certains des indices.

Étape 4 : Saturation en S

La contamination en profondeur, ainsi que celle plus progressive lors de la remontée, ont provoqué une ou plusieurs saturations et ségrégations des sulfures avant leur mise en place finale, expliquant ainsi le profil des métaux. Le magma subséquent, appauvri en métaux nobles comparativement au Ni et Cu et extrêmement riche en fer, a atteint son site de dépôt final. Il a ensuite été soumis à une baisse de température ainsi qu'à la précipitation des oxydes. Ces deux effets combinés ont eu pour résultat de diminuer la solubilité du

soufre et de provoquer la saturation et la ségrégation du liquide sulfuré à l'origine des minéralisations étudiées (figure 5.1 E).

Étapes 5 et 6 : Concentration spatiale et fractionnement du liquide sulfuré

La concentration spatiale se fait dans les zones de faible pression pour les indices Houlière, Manouane, Nourricier A et Nourricier B et lors d'accalmie des turbulences magmatiques pour l'indice Paul. Lors du refroidissement de la minéralisation, les indices déposés dans des zones de faibles pressions ont subi un fractionnement du liquide sulfuré (figure 5.1 F).

Étape 7 : Remobilisation

Lors des ré-ajustements tectoniques, chaque mouvement crustal ouvre des fractures dans les sulfures massifs fraîchement cristallisés ainsi que dans leurs encaissants. La portion de liquide riche en Cu est alors injectée dans les structures dilatées et forme des veines riches en Cu (figure 5.1 F). Des portions de sulfures et d'oxydes déjà solidifiées sont remobilisées et recristallisées (figure 5.1 F) lors d'un dernier soubresaut tectonique.

5.9 Potentiel économique des indices du Lac à Paul

La particularité la plus marquante dans les indices du Lac à Paul, est l'appauvrissement des métaux nobles comparativement au Ni et Cu (figure 4.9). Cette particularité suggère que des sulfures ont été retirés du magma soit par rétention dans la source soit par

ségrégation lors de l'ascension des magmas vers la surface. Il est probable que la ségrégation lors de la remontée ait joué un rôle important, puisque le contexte tectonique, n'a pas permis au magma un accès direct vers la surface. Dans les diagrammes de variations de ratios (figures 4.10B et 4.11), les échantillons des indices de la région du Lac Paul tombent dans le domaine appauvri. Bien que ces observations ne soient pas décisives en elles-mêmes, elles suggèrent que les chances d'obtenir des gisements de hautes teneurs sont réduites. Ceci est confirmé par les teneurs moyennes en Ni des sulfures massifs et semi-massifs du secteur du Lac à Paul, qui sont de l'ordre de 0.66% Ni. Les gisements en exploitation excèdent généralement 1% Ni (figure 1.2) excepté pour le gisement de Mt Keith en Australie qui avoisine 0.6% Ni. Le Mt Keith renferme un gisement particulier de dunite serpentinisée ayant libérée le Ni contenu dans les olivines, la dégradation des minéraux silicatés permet une récupération aisée et peu coûteuse du Ni par simple lessivage. De plus, l'exploitation se fait à ciel ouvert, réduisant encore les coûts d'extraction.

Une mesure du potentiel des indices de sulfures magmatiques de Ni-Cu et ÉGP peut-être obtenue à partir de la composition des sulfures recalculée à 100% sulfures. Des valeurs élevées suggèrent des conditions favorables à l'enrichissement du magma en métaux (facteur R élevé). Les sulfures des différents indices du Lac à Paul sont pauvres en Ni, Cu et ÉGP. Les sulfures massifs et semi-massifs ont des teneurs moyennes recalculées à 100% de 1.3 et 1.2% Ni, 0.19 et 3.7% Cu. Ces sulfures ne représentent pas la composition du liquide sulfuré initial mais celui des cumulats MSS pour les sulfures massifs et du liquide

ISS pour les sulfures semi-massifs. La composition du liquide sulfuré parental est assimilable aux sulfures disséminés ayant une moyenne de 1.6% Ni et 1.7% Cu donnant un ratio Ni :Cu de 1 :1. Bien que variables, les facteurs R obtenues pour les sulfures (figure 4.11) sont généralement inférieurs à 500 alors que dans des gisements exploités tel que Noril'sk, Cape Smith et Muskox vont respectivement de 1000 à 20 000, 200 à 2000, 2000 à 10 000 (Barnes et al. 1996).

5.10 Étude comparative

Cette section vise à intégrer les indices du Lac à Paul dans un contexte géologique global par le biais d'une étude comparative entre le Lac à Paul, le Lac Volant, Voisey's Bay, Ertelien, Flât et Høsanger. Les gisements étudiés sont localisés sur la figure 5.2. Ils se placent tous durant le mésoprotérozoïque et sont liés spatialement à la Province géologique de Grenville, excepté Voisey's Bay lié à une croûte continentale épaisse similaire à la Province de Grenville. La taille et morphologie des lithologies porteuses de minéralisation sont variables, il s'agit de dyke d'extension restreinte dans le cas de Voisey's Bay, de Kénogami, du Lac Volant, de Flât et d'Ertelien, d'un sill de norite appartenant à un complexe anorthosique dans le cas de Høsanger (Barnes *et al.* 1997a). Les lithologies porteuses de minéralisation du Lac à Paul peuvent, tout comme dans le cas de Høsanger, être assimilées à un sill différencié à oxydes et apatite associé à l'ASLSJ.

Certaines informations n'étant pas disponibles dans le cas des gisements norvégiens, une comparaison plus complète est faite entre le Lac à Paul, Voisey's Bay et le Lac Volant. La présence d'abondante minéralisation à structure bréchique dans les gisements de Voisey's Bay et du Lac Volant a appuyé l'hypothèse d'un ré-enrichissement de sulfures saturés précocement. En dépit de rares textures d'auto-bréchification, les minéralisations du Lac à Paul ne semblent pas avoir été soumises à un régime aussi violent (ré-injection magmatique tardive sous pression) que les gisements logés dans des dykes.

Les teneurs en Fo des olivines de Voisey's Bay varient entre 38% et 80% (figure 3.4A), ce large éventail de teneur contraint aisément les olivines de cette étude (Fo₅₈₋₆₆) ainsi que les olivines plus évoluées de l'étude de J.Fredette (Fo₄₆₋₆₀%). De plus, les teneurs en Ni des différentes lithologies de Voisey's Bay sont toutes supérieures à 400 ppm (figure 3.4A) alors les teneurs en Ni du Lac à Paul sont toutes sous la limite de détection. Les teneurs en Ni de l'olivine sont révélatrices quant au potentiel du magma parental, puisqu'elles sont directement liées à la disponibilité du Ni dans le magma ou à la rééquilibration subséquente des olivines avec un liquide sulfuré.

D'un point de vue chimique, ces gisements sont tous liés à des magmas alumineux. La figure 5.3.A, présente les profils des métaux nobles des gisements comparés, les données utilisées sont présentées dans le tableau 5.1. La portion des métaux nobles du diagramme révèle un fractionnement quasi inexistant pour les gisements de Flât ($Pd/Ir_{nm} = 2.42$) et

Høsanger, un fractionnement important pour le Lac à Paul ($\text{Pd}/\text{Ir}_{\text{nm}} = 50$) et Voisey's Bay ($\text{Pd}/\text{Ir}_{\text{nm}} = 54$) et un fractionnement extrême pour Ertelien ($\text{Pd}/\text{Ir}_{\text{nm}} = 92.3$) et le Lac Volant ($\text{Pd}/\text{Ir}_{\text{nm}} = 192$). Tous montrent un enrichissement en Ni et Cu comparativement aux métaux nobles allant de faible à fort comme l'indiquent les ratios $\text{Ni}/\text{Ir}_{\text{nm}}$ et $\text{Cu}/\text{Pd}_{\text{nm}}$ dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1. Teneur moyenne en métaux précieux et en métaux nobles recalculés à 100% sulfures.

	Lac Volant	Lac Paul	Voisey's Bay	Høsanger	Flât	Ertelien
Ni ppm	16700	17352	40353	22700	19400	15900
Os	9,73	41,38	7,60	25,00	22,00	2,50
Ir	0,81	5,09	4,19	19,20	26,00	1,50
Ru	32,43	244,03	37,27	38,00	33,00	9,00
Rh	4,52	46,41	13,40	8,30	7,00	5,60
Pt	65,59	141,72	240,33	62,70	49,00	16,00
Pd	183,10	296,44	266,20		74,00	163
Au	52,30	36,83	238,87	17,00	71,00	104
Cu ppm	10590	20804	24047	9700	12200	10000
$\text{Ni}/\text{Ir}_{\text{nm}}$	35,01	5,79	16,36	2,41	1,27	18,02
$\text{Cu}/\text{Pd}_{\text{nm}}$	8,26	10,03	12,90		23,55	8,76
$\text{Pd}/\text{Ir}_{\text{nm}}$	191,91	49,49	53,96		2,42	92,37

Les données des gisements de Norvège (Flât, Ertelien, Høsanger) proviennent de Barnes *et al.* (1997a) et représentent la valeur moyenne des minéralisations riches en Ni et

en Cu. Les données du Lac Volant proviennent de Nabil (1999) et celle de Voisey's Bay de Naldrett *et al.* (2000).

Le coefficient de partage du Ni et du Cu dans les sulfures étant beaucoup plus bas que celui des métaux nobles, la ségrégation des sulfures d'un magma silicaté va causer un appauvrissement en métaux nobles comparativement Ni et Cu comme vu dans la figure 5.3 A. De plus, cette ségrégation va être aisée à observer dans le diagramme de ratio d'éléments de la figure 5.3.B puisque les ratios Ni/Pd et Cu/Ir, des roches subséquentes à la ségrégation, vont être élevés. L'extrême évolution des gisements étudiés permet de proposer un nouveau champ pour les basaltes alumineux (figure 5.3B).

En résumé, les points communs traités de ces différents gisements avec le Lac à Paul sont : la similarité du contexte tectonique (croûte protérozoïque épaisse), l'accès difficile du magma vers la surface, la composition alumineuse des lithologies, le fractionnement des métaux nobles comparativement au Ni et Cu. Les dissemblances discutées sont : la taille et la morphologie des corps, l'absence ou la présence d'injections magmatiques violentes, les teneurs variables en Ni des olivines.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

Les indices de sulfures de Ni-Cu-EGP, de la région du Lac à Paul située dans la portion NE de la SALSJ, ont fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique détaillée dans le cadre de ce mémoire de maîtrise. L'engouement généré par la découverte du gisement de Voisey's Bay et des indices du Lac Volant ont soulevé une série de questionnement relatif au potentiel économique des indices liés aux anorthosites massives. Cette étude visait une compréhension du potentiel économique en Ni-Cu-EGP de la région du Lac à Paul ainsi qu'une compréhension des processus ayant permis la formation des indices étudiés. Ce chapitre expose les conclusions majeures de cette étude :

- 1- Potentiel économique : Les chances d'obtenir des gisements de hautes teneurs dans la région du Lac à Paul sont réduites comme l'indique : les teneurs moyennes des sulfures massifs et semi-massifs du secteur du Lac à Paul sont de l'ordre de 0.66% Ni, 1.2% Cu, 0.06% Co, 55 ppb Pd et avec des résultats généralement sous la limite de détection pour le Pt; l'appauvrissement des métaux nobles comparativement au Ni et Cu; les teneurs recalculées à 100% sulfures des sulfures massifs et semi-massifs sont de l'ordre de 1.3 et 1.2% Ni ,

0.19 et 3.7% Cu, ces sulfures ne représentent pas la composition du liquide sulfuré initial mais celui des cumulats MSS; la composition du liquide sulfuré parental assimilable aux sulfures disséminés ayant une moyenne de 1.6% Ni et 1.7% Cu recalculée à 100% sulfures. De plus, les minéraux silicatés induisent une récupération difficile et coûteuse.

- 2- Minéralisation: La minéralisation des sulfures du Lac à Paul est liée à la bordure d'une intrusion de grande taille. Les sulfures sont d'origine magmatique et se trouvent sous forme massive, matricielle et disséminée. Les principales phases sulfurées observées dans les environnements minéralisés, comprennent de la pyrrhotine, de la pentlandite et de la chalcoppyrite avec des quantités variables d'oxydes. Les observations pétrographiques, par la présence de gouttes de sulfures dans les diverses phases, impliquent la co-existence de deux liquides immiscibles (un liquide silicaté à oxydes et un liquide sulfuré).

Les particularités les plus marquantes dans les indices du Lac à Paul, sont : l'appauvrissement des métaux nobles comparativement au Ni et Cu, des ratios élevés en Ni/Pd et Cu/Ir confirmant la ségrégation précoce de sulfures. A l'exception du secteur Paul, les minéralisations massives affichent un fractionnement en Pt et Au assimilable au fractionnement MSS. La composition du liquide sulfuré parental est assimilable aux sulfures disséminés donnant un ratio Ni :Cu de 1 :1.

- 3- Évolution magmatique: Les analyses des oxydes majeurs révèlent un système magmatique à tendance sub-alkaline et les profils des REE reflètent un comportement de magma tholeiitique. Les observations pétrographiques et les données de microsonde indiquent que la cristallisation fractionnée est le processus majeur ayant contrôlé l'évolution de la suite magmatique. L'extrême pauvreté en EGP des échantillons et en Ni des olivines de la région du Lac à Paul reflète l'importante évolution magmatique subie par les lithologies présentes dans le secteur étudié.
- 4- Magma parental: Le magma parental est appauvri en Th, Nb et Ta. De nombreuses tentatives infructueuses ont été effectuées pour contraindre le magma parental des indices de Ni-Cu du Lac à Paul. Des résultats indicatifs ont été obtenus à partir de dykes de diorite (Fredette, en cours) ayant permis la cristallisation d'olivine (Fo_{61}), de plagioclases (An_{58}), de magnétite et de clinopyroxène (Di_{75}). L'absence d'orthopyroxène lors de la cristallisation du liquide dioritique reste problématique et la composition des phases obtenues par microsonde favorise un parent extrêmement évolué. Il est possible que la présence abondante d'orthopyroxène au Lac à Paul indique une contamination importante du secteur étudié.

- 5- Assimilation et contamination : La présence d'enclaves de marbres et le ratio S/Se élevé (S/Se de 8000 à 26000) indique un gain en soufre lié à la contamination du magma. Cependant, une assimilation totale des gneiss et des marbres encaissants aurait estompé l'anomalie négative du Th. Il est donc concevable que l'assimilation des éléments du contaminant ait été sélective ou que le contaminant corresponde à la croûte continentale inférieure.
- 6- Comparaison : En dépit des similarités du contexte tectonique (croûte protérozoïque épaisse) impliquant un accès difficile du magma vers la surface, de la composition alumineuse des lithologies et du fractionnement des métaux nobles comparativement au Ni et Cu, les modèles de Voisey's Bay et du Lac Volant ne sont pas applicables tels quels aux indices du Lac à Paul. L'absence de structures bréchiques indique que les minéralisations du Lac à Paul n'ont pas été soumises à un régime aussi violent (ré-injection magmatique tardive sous pression) que les gisements logés dans des dykes et aucune évidence de ré-enrichissement des sulfures en Ni n'a été détectée.

RÉFÉRENCES

- Andersen, O., 1915. The system anorthite-fosterite-silica. *American Journal Science*, 4th ser., **39** : 407-454.
- Ashwal, L. D. 1993. *Anorthosites*. Springer-Verlag, 422 pages.
- Avramtchev, L., 1993. Carte Minérale de la région du Saguenay – Lac Saint-Jean, Ministère des Ressources Naturelles du Québec. Québec.
- Barker, F., Wones D.R., et Sharp, W.N., 1975. The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*, **2** : 97-150.
- Barnes, S.-J. et Francis, D., 1995. The distribution of platinum-group-elements, nickel, copper, and gold in the Muskox Layered Intrusion, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, **90** : 135-154.
- Barnes, S.-J. et Maier W.D., 1999. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids. *Dans Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration*, Geological Association of Canada, Short Course **13** : 69-106.
- Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Poitras, A. et Tremblay, C., 1993. Les éléments du groupe du platine dans la partie québécoise de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 91-04, 99 pages.
- Barnes, S.-J., Zientek, M.L. et Severson, M.J., 1997a. Ni, Cu, Au and platinum-group element contents of sulfides associated with intraplate magmatism : a synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** : 337-3551.
- Barnes, S.-J., Picard, C., Giovenazzo, D. et Tremblay, C., 1992. The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. *Australian Journal of Earth Sciences*, **39** : 335-347.

- Barnes, S.-J., Mackovicky, E., Mackovicky, Rose-Hansen, J. et Karup-Moller, S., 1997b. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** : 366-374.
- Barnes, S.-J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.P., Often, M., Pedersen, R.B. et Robins B., 1988. The Use of Mantle Normalisation and Metal Ratios in Discriminating between the effect of Partial Melting, Crystal Fractionation and Sulfide Segregation on Platinum Group Elements, Gold, Nickel and Copper : Examples from Norway. *Dans Geo-platinum 87, Édité par H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles & S. Cribb, Elsevier*, 113-143.
- Bédard, P. et Barnes, S.-J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14** : 479-484.
- Boudreau , A.E. et Meurer, W.P., 1994. Supersolidus alteration processes and stratabound platinum-group-element deposits in layered intrusions. *Dans Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Association géologique du Canada. Short course notes, II* : 213-236.
- Bowen, N.L., 1917. The problem of the anorthosites. *Journal of Geology*, 25:209-243.
- Bowen, N.L. et Schaier, J.F., 1935. The system, MgO-FeO-SiO₂. *American Journal Science*, 5Th Ser., **24** : 177-213.
- Boyd, R., Barnes, S.-J. et Gronlie, A., 1988. Noble Metal Geochemistry of some Ni-Cu Deposits in the Sveconorwegian and Caledonian Orogens in Norway. *Dans Geo-platinum 87, Édité par H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles & S. Cribb, Elsevier* : 145-157.
- Brown, R.L., Chappell, J.F., Moore, J.M., Thompson, P.H., 1975. An ensimatic island arc and ocean closure in the Grenville Province of southeastern Ontario. *Geoscience Canada*, **2** : 141-144.

- Buchanan, D. L., 1976. The sulfide and oxide assemblages in the Bushveld Complex rocks of the Bethel area : Geological Society of South Africa Trans., **79** : 76-80.
- Campbell, I.H. et Naldrett, A.J., 1979. The influence of silicate : sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, **74** : 1503-1505.
- Cimon, J. et Hébert, C., 1998. Modèle préliminaire sur l'origine, la mise en place et le potentiel économique des sequences différenciées associées à l'Anorthosite de Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO-98-06.
- Clark, T., Machado, N., 1996. New U-Pb dates from the Wakeham terrane and its basement : preliminary results. LITHOPROBE A-G 49, 29 pages.
- Condie, K.C., Moore, J.M., 1977. Geochemistry of Proterozoic volcanic rocks from the Grenville Province, eastern Ontario. Dans : Baragar, W.R.A., Coleman, L.C., Hall, J.M. (Eds), *Volcanic Regimes in Canada*, Special Paper No 16. Geological Association of Canada, St. John's, NF, Canada, 149-168.
- Corrigan, D. et Hanmer, S., 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen : A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*, **25** : 61-64.
- Daigneault R., Gobeil, A. et Hébert, C., 1999. Chevauchements et décrochements grenvilliens : comparaison des styles structuraux des secteurs Manitou, Manicouagan et Chicoutimi. Programme et résumés 1999. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 99-03, page 28.
- Davidson, A., 1984. Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield. *Dans Precambrian Tectonics Illustrated*, *Edité par* Kröner, A.A., Greiling, R., Schweitzerbartöshe Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 263-279.
- Davidson, A., 1995. A review of the Grenville orogen in its North American type area. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **16** : 3-24.

- Deer, W.A., Howie, R. A. et Zussman J., 1962. Rock-forming minerals, volume 1, Ortho- and ring silicates, *Edit  par* Longman Scientific Technical. Harlow, United Kingdom.
- Deer, W.A., Howie, R. A. et Zussman J., 1963. Rock-forming minerals, volume 2, Chain silicates. Framework silicates, *Edit  par* Longman Scientific Technical. Harlow, United Kingdom, 379 pages.
- Deer, W.A., Howie, R. A. et Zussman J., 1992. An introduction to the Rock-forming minerals. *Edit  par* Longman Scientific Technical. Harlow, United Kingdom, 696 pages.
- Dion, D.J. et Dumont, R., 1994. Données numériques mailles du champ magnétique résiduel, territoire du Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 94-08X.
- Duchesne, J.C., Li gois, J.P., Vander Auwera, J. et Longhi, J., 1999. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosite. *Terra Nova*, **11** : 100-105.
- Easton, R.M., 1992. The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario. Dans : Thurson, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Stott, G.M. (Eds), *The Geology of Ontario*, Ministry of Northern Development and Mines, Toronto, ON, Canada, Special 4- 2 : 715-904.
- Eaton, D. W., Hynes, A., Indares, A., Rivers, T., 1995. Seismic profiling in the eastern Grenville province, Québec : new evidence for late extension, eclogite reflectivity and Moho relief. *Geology*, **23** : 855-858.
- Ebel, D. S., et Naldrett, A. J., 1997. Crystallization of sulfide liquids and the interpretation of ore composition. *Canadian Journal of Earth Science*, **34** : 352-365.
- Eckstrand, O.R. et Hulbert, L.J., 1987. Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, program abstract 12, page 40.

- Emslie, R.F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, **7** : 61-98
- Emslie, R.F., 1980. Geology and petrology of the Harp Lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. *Geological Survey of Canadian Bulletin* 293, 136 pages..
- Emslie, R.F., 1985. Proterozoic Anorthosite Massifs. *Dans* The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic provinces. *Édité par* A.Tobi and J.L.R. Touret. NATO ASI Ser C, **158** : 39-60.
- Emslie, R.F., Stirling, J.A.R., 1993. Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite : geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria. *Canadian Mineralogist*, **31** : 821-848.
- Forsyth, D.A., Milkereit, B., Zelt, C.A., Hutchinson, D.R., 1994. Deep structure beneath Lake Ontario : crustal-scale Grenville subdivisions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31** : 255-270.
- Fredette, J., (en cours). Géochimie, pétrographie et potentiel économique en Fe-Ti-V (magnétite, ilménite et apatite) du secteur du Lac à Paul, partie nord de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean, province de Grenville, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- Fredette, J., Huss, L., Turcotte, S., Barnes, S.-J., Daigneault, R., Higgins, M. et Hébert, C. 2000. Études pétrologiques, structurales et économiques (Ni-Cu, Fe-Ti-P) de la région du Lac St-Jean. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Photoprésentation, Séminaire de l'information sur la recherche géologique, résumé disponible dans DV 2000-03.
- Frodesen, S. 1968. The formation of coronas around olivine. *Geological Society of Sweden, Stockholm*, **48-3** : 201-206.

- Ghiorso, M.S., 1985. Chemical mass transfer in magmatic processes. I. Thermodynamic relations and numerical algorithms. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **90** : 107-120.
- Ghiorso, M.S. et Sack, 1994. New software models thermodynamics of magmatic systems. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **75-49** ; 575-576.
- Green, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hitchinson, D.R., Cannin, W.F., Lee, M.W., Ager, W.F., Behrendt, J.C., Hinze, W.J., 1988. Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes. *Geology*, **16** : 788-792.
- Griffin, W.L., 1971. Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun nappe, Indre Sogn, Norway. *Journal of Petrology*, **12-2** : 219-243.
- Griffin, W.L. et Heier, K.S., 1973. Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, **6** : 315-335.
- Gower, C.F., Ryan, A.B., Rivers, T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica : an overview of its geological evolution and summary of the contributions made by this volume. Dans : Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, A.B.(Eds), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*, GAC Special Paper **38** : 1-20.
- Gower C.F., Schärer, U., Heaman, L.M., 1992. The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. *Canadian Journal of Earth Science*, **29** : 1944-1957.
- Haughton, D. R., Roeder, P.L. et Skinner, B.J., 1974. Solubility of Sulfur in Mafic Magmas. *Economic Geology*, **69** : 451-467.
- Hébert, C., 1998 - Guide d'exploration pour l'apatite, le nickel et le cuivre dans la région de Lac à Paul (Saguenay-Lac-Saint-Jean). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-05.
- Hébert, C. et Lacoste, P., 1994. Linéaments de St-Fulgence-Poulin de Courval. Dans : Séminaire d'information sur la recherche géologique : Programme et résumés 1994. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 94-09, page 56.

- Hébert, C. et Lacoste, P., 1997a. Géologie de la région de Bagotville (22D/07). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG-97-06.
- Hébert, C. et Lacoste, P., 1997b. Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG-97-08.
- Hébert, C. - Beaumier, M., 1999. Géologie de la région de Chute-des-Passes (22E14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte annotée SI-22E14-C3G-99K.
- Hébert, C. - Beaumier, M., 2000. de la région de Chute-des-Passes (22E15). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG-99-05.
- Hébert, C., Lacoste, P. et Vaillancourt, C., 1995a. Géologie des régions de Jonquière Chicoutimi et Bagotville (SNRC 22 D/06 et 22 D/07). *Dans*: Programmes et Résumés 1995, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Ministère des Ressources Naturelles du Québec, page 28.
- Hébert, C., Lacoste, P. et Vaillancourt, C., 1995b. SIGÉOM, Compilation Géoscientifique- Géologie 1:50 000, 22D06 - Jonquière-Chicoutimi. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources Naturelles, Direction de la Recherche Géologique.
- Hervet, M., van Breemen, O. et Higgins, M., 1994. U-Pb igneous crystallization ages of intrusive rocks near the southeastern margin of the Lac-St-Jean Anorthosite Complex, Grenville Province, Quebec. *Dans*: Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 8, Geological Survey of Canada Current Research **1994-F**: 115-124.
- Herz, N., 1951. Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. Geological Society of America Bulletin, **2-9** : 979-1016.
- Higgins, M.D. et van Breemen, O., 1992. The age of the Lac-St-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, **29** : 1412-1423.

- Higgins, M. D. et van Breemen, O., 1995, Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, **79** : 327-346.
- Hocq, M., 1977. Contribution à la connaissance pétrostructurale et minéralogique des massifs anorthositiques et mangéritiques de la région du réservoir Pipmuacan. Thèse Ph.D., Université de Montréal, Montréal, Québec.
- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **17** : 85-98.
- Hoffman, P.F., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. Dans : Bally, A.W., Palmer, A.R. (Eds), *the Geology of North America- An Overview*. The Geological Society of America, Boulder, CO, U.S.A.
- Holmden, C., Dickin, A.P., 1995. Paleoproterozoic crustal history of the southwestern Grenville Province : evidence from isotopic mapping. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **31**:472-485.
- Irvine, T.N., 1970. Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered sequences-. I. Olivine –pyroxene-plagioclase relations. *Geological Society of South Africa, Special Publication*, **1** : 441-447.
- Irvine, T.N., 1975. Olivine –pyroxene-plagioclase relations in the system Mg_2SiO_4 - $CaAl_2Si_2O_8$ - $KAlSi_3O_8$ and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions. *Carnegie Institut, Washington Year Book*, **74** : 492-500.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39** : 991-1020.

- Krogh, T.E., Gower, C.F., Wardle, R.J., 1996. Pre-Labradorian crust and later Labradorian, Pinwarian and Grenvillian metamorphism in the Mealy Mountains terrane, Grenville Province, eastern Labrador. Dans : Gower, C.F., Program and Abstracts, Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm, COPENA-ECSOOT-IBTA Conference, Goose Bay, Labrador, 29 July-2 August 1996, Newfoundland Department of Mines and Energy, St.John's, NF, Canada, 106-107.
- Labarre, F., 1998 – Étude pétrographique et géochimique d'une minéralisation de Ni-Cu-EGP, projet Chute-des-Passes, Saguenay-Lac-Saint-Jean. Projet de fin d'étude, UQAC, 129 pages.
- Laurin, A.F., Sharma, K.N.M. 1975a. Carte du Réservoir Pipmuacan (1783). Service de l'exploration géologique, Québec.
- Laurin, A.F., Sharma, K.N.M., 1975b. Région des rivières Mistassini, Péribonca, Saguenay (Grenville 1965-1967). Ministère des Richesses Naturelles, Québec, R.G. 161, 89 pages.
- Leshner, C.M. et Campbell, I.H., 1993. Geochemical and fluid dynamic modeling of compositional variations in archean komatiite-hosted nickel sulfide ores in western Australia. *Economic Geology*, **88** : 804-816.
- Lightfoot, P.C., Keays, R., Moore, M., Pekaski, D. et Farrel K., 1996. The geochemistry of the main mass, sublayer, offset and inclusions of the Sudbury Igneous Complex, Ontario. Ontario Geological Survey Mineral Deposits Study Series.
- Li, C. et Naldrett, A.J., 1999. Geology and olivine stratigraphy of the Voisey's Bay Complex : Evidence for Multiple Intrusion. *Lithos, Geodynamics of Giant Magmatic ore systems*. *Lithos*, **47** :1-31.
- Loveridge, W.D., 1986. U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac de Morhiban map area, Quebec. Dans : Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Ottawa, ON, Canada, Paper 86-1A, 523-530.
- MacLean, W.H., 1969. Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe₃O₄-SiO₂ systems and their application in geology. *Economic Geology*, **64** : 865-884.

- Martignole, J., Calvert, A.J., 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Quebec. *Tectonics*, **15** : 376-386.
- Martignole, J., Machado, N., Indares, A., 1994. The Wakeham Terrane : a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research* **68** : 291-306.
- McDonough, W.W. et Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **88** : 804-816.
- Mine D'Or Virginia, 1997 – Levé électromagnétique et magnétique hélicoptère. Région du Lac-Saint-Jean. Fonds minier du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles du Québec; GM 56149, 43 pages.
- Mine D'Or Virginia, 1997 – Rapport des travaux 1997, Projet Chute des Passes. Fonds minier du Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM 56023, 261 pages.
- Moore, J.M., Thompson, P., 1980. The Flinton Group : a late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17** : 1685-1707.
- Nabil, H., 1999. Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac Volant, Région de Sept-Îles, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 178 pages.
- Naldrett, A.J., 1997. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits : implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44** : 283-315.
- Naldrett, A.J., Asif, M. et Krstic, S., 2000. The Composition of Mineralization at the Voisey's Bay Ni-Cu Deposit, with Special Reference to Platinum-Group Elements. *Economic Geology*, **95** : 845-865.

- Peck, D.C. et Keays, R.R., 1990. Insights in to the behavior of precious metals in primitive S-undersaturated magmas: Evidence from the Heazlewood River Complex. *TASMANIA. Canadian Mineralogist*, **28** : 553-577.
- Perreault, S., Clark, T., Gobeil, A., Chevé, S., Dion, D.J., Corriveau, L., Nabil, H. et 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.
- Phinney, W.C. et Morrison, D.A., 1990. Partition coefficients for calcic plagioclase : Implications for Archean anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54** : 1639-1654.
- Rai, H., 1979. Original corona structure in the gabbro of Kargil igneous complex, Ladack, India. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte*, **8** : 373-380
- Ripley, E.M. et Alawi, J. A., 1988. Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposits, Duluth Complex, Minnesota, USA. *Lithos*, **21**: 143-159.
- Rivers, T., 1997, Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86** : 117-154.
- Rivers, T., van Gool, J.A.M., Connelly, J.N., 1993. Contrasting tectonic styles in the northern Grenville Province : implications for dynamics of orogenic fronts. *Geology*, **21** : 1127-1130.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F. et Davidson, A., 1989, New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. – *Tectonics*, **8** : 63-84.
- Ryan, B., Wardle, R., Gower, C. et Nunn, G., 1995. Nickel-copper sulfide mineralization in Labrador: the Voisey's Bay discovery and its exploration implications. Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador; Current Research, Report **95-1** : 177-204, plus addendum.
- Scoates, J.S. et Mitchell J. N., 2000. The evolution of Troctolitic and High Al Basaltic Magmas in Proterozoic Anorthosite Plutonic Suites and Implications for Voisey's Bay Massive Ni-Cu Sulfide Deposit. *Economic Geology*, **95** : 677-701.

- Simkin et Smith (1970) Minor element distribution in olivine. *Journal of Geology*, **78** : 304-325.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12** : 1-33.
- Sun, S.-S et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *Dans*: Saunders, A.D. et Norry, M.J., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, Special Publication, **42** : 313-345.
- Thériault, R.D. et Barnes, S.-J., 1998. Compositional variations in Cu-Ni-PGE sulfides of the Dunka Road deposit, Duluth Complex, Minnesota : The importance of combined assimilation and magmatic processes. *Canadian Mineralogist*, **36** : 869-886.
- Thériault, R.D., Barnes, S.-J. et Serverson, M.J., 1997. The influence of country-rock assimilation and silicate to sulphide ratios (R factor) on the genesis of Dunka Road Cu-Ni- platinum-group element deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** : 375-389.
- Turcotte, S., 2001. Mise en place de la portion nord-est de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean durant un chevauchement grenvillien. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 204 pages.
- Vaillancourt, C., 2001. Étude géochimique et économique de la suite mafique et ultramafique de la Baie-à-Cadie au Lac Kénogami, Saguenay-Lac St-Jean, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 202 pages.
- Von Gruenewaldt, G., 1976. Sulfides in the upper zone of the eastern Bushveld Complex : *Economic Geology*, **71** : 1324-1335.

- Von Gruenewaldt, G., 1979. A review of some recent concept of the Bushveld Complex with particular reference to sulfide mineralization : *Canadian Mineralogist*, **17** : 233-256.
- Wendlandt, R.F., 1982. Sulfide saturation of Basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, **67** : 877-885.
- Whitney, P.R. et McLelland, J.M., 1973. Origin of coronas in metagabbros of the Adirondack Mts., N.Y. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **39** : 81-98.
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L. et Archer, P., 1981. Crystallization and emplacement of the Lac St-Jean anorthosite massif (Quebec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76** : 343-350.
- Yardley, B.W.D., 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. *Édité par* Longman Earth Science Series, 248 pages.