

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR

HASSAN NABIL

CARACTÉRISATION DE LA MINÉRALISATION EN Ni-Cu-Co DE L'INDICE DE

LAC-VOLANT, RÉGION DE SEPT-ÎLES, QUÉBEC



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

L'indice de Ni-Cu-Co de Lac-Volant se situe au nord-est de l'anorthosite de la rivière Pentecôte (1354 ± 3 Ma) dans la province de Grenville. Il s'agit d'un exemple de minéralisation de sulfures magmatiques associés à un magma mafique dans un contexte de métamorphisme de haut grade. Des sulfures disséminés et massifs se localisent à l'intérieur d'un dyke de gabbronorite de 20 à 25 m d'épaisseur encaissé dans un métagabbronorite appartenant au Complexe de Matamec. L'âge du dyke est de 1350 Ma (± 6 Ma, U/Pb).

L'objectif principal de cette étude était d'expliquer l'origine de l'indice Ni-Cu-Co de Lac-Volant par le modèle magmatique classique de mise en place des dépôts de nickel, cuivre et ÉGP.

Les résultats de la cartographie géologique et de l'investigation pétrographique et géochimique montrent que le dyke présente des phénomènes de mise en place par injections multiples de magmas et de sulfures. Le magma du dyke est tholéïtique et provient d'une source appauvrie de type MORB-N. La variation géochimique observée à l'intérieur du dyke est due à la cristallisation fractionnée des silicates mafiques (orthopyroxènes, clinopyroxènes et plagioclases) et à la contamination. Le dyke présente des similitudes avec le métagabbronorite encaissant au point de vue de la composition. Cette similitude suggère des magmas parents semblables.

La présence de fragments de granite et de métasédiments dans le dyke et l'enrichissement en Rb, Th, Ba, LRRE ainsi que l'anomalie en Ta suggèrent que le magma de Lac-Volant a assimilé les roches encaissantes. Un taux de contamination de 15% est

nécessaire pour générer la composition gabbronoritique du dyke. Cette contamination a eu lieu en profondeur avant que le magma ne commence à cristalliser ses phases mafiques.

Les sulfures de l'indice de Lac-Volant sont d'origine magmatique. Il y en a trois types: massifs, matriciels et disséminés. La minéralogie de ces trois types de sulfures est similaire. Ces sulfures sont formés de pyrrhotite comme phase principale (75%), de pentlandite transformée en bravoïte et en violarite, de chalcopyrite et de pyrite. Ces sulfures sont caractérisés par une structure bréchique.

La présence de xénolites de métasédiments dans le dyke et le rapport élevé de S/Se (9000 à 16000) suggèrent que la saturation du magma en soufre est due à la contamination. Le liquide sulfuré semble être en interaction avec un faible volume de magma ($R = \text{liquide silicaté} / \text{liquide sulfuré} = 200$).

Les profils des différents types de sulfures de Lac-Volant sont caractérisés par un appauvrissement en ÉGP par rapport au Ni et Cu. La composition moyenne ($n=29$) des sulfures a été estimée à 2 % Cu, 1.5% Ni, 0.12 % Co, 67 ppb Pt et 256 ppb Pd. Il semble que le magma a perdu ses ÉGP lors d'une ségrégation précoce des sulfures en profondeur. La composition des trois types de sulfures est semblable suggérant le non-fractionnement des sulfures de Lac-Volant.

En dernier lieu, un événement métamorphique a affecté la texture des sulfures et a provoqué une recristallisation complète des phases sulfurées. L'altération météorique a permis la transformation de la pentlandite en bravoïte et en violarite.

L'indice de Lac-Volant présente des similitudes de composition, de contexte de mise en place, de nature du magma et d'âge avec certains dépôts norvégiens (Ertelien et

Flat dans la province Svéconorvegienne) et avec Voisey's Bay au Labrador. Ces similitudes nous permettent de conclure que l'indice de Lac-Volant est lié à l'activité magmatique qui a généré les trois types de dépôts.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à ma directrice Dr. S.-J. Barnes qui a dirigé mes recherches, pour son encouragement et son aide, et qui a mis à ma disposition tous les moyens nécessaires pour mener à bien ce projet de recherche.

Mon codirecteur Dr. M. Higgins et le comité de thèse, composé de Dr. D. Roy et Dr. T. Clark sont chaleureusement remerciés pour leurs commentaires judicieux et fructueux qui ont permis d'améliorer ce travail.

Je voudrais également remercier le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MERQ) pour le soutien financier couvrant les frais de terrain et d'analyse reliés à mes travaux. J'aimerais tout spécialement remercier Alain Simard, Thomas Clark et André Gobeil de leur patience et de leur confiance qu'ils m'ont accordés pour faire ce travail.

Merci aussi à la compagnie SOQUEM (Charles Perry et Isabelle Roy) qui nous a fourni des échantillons pour cette étude.

D'autres personnes trop nombreuses méritent d'être remerciés. Je pense à mes confrères et consœurs de classe que je rencontre ou j'ai rencontré à l'UQAC.

Finalement, j'aimerais dédier ce travail à mes parents et à mon cousin. Je leur en suis profondément reconnaissant.

TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	II
REMERCIEMENTS.....	V
TABLES DES MATIÈRES.....	VI
LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES PLANCHES.....	XIV
1-INTRODUCTION	1
1.2. MODÈLE MAGMATIQUE DE MISE EN PLACE DES GISEMENTS DE Ni-CU-CO ET ÉGP	6
1.2.1. Magma primitif: source des métaux	6
1.2.2. Conduits des magmas en surface	6
1.2.3. Saturation du magma en soufre	7
1.2.4. Accumulation et concentration des sulfures	8
1.3. COMMENT EXPLIQUER LA CONCENTRATION AINSI QUE LA VARIATION DE LA TENEUR DES MÉTAUX COMMUNS ET PRÉCIEUX DANS LES GISEMENTS SULFURÉS DE Ni-CU-CO ET ÉGP?	10
1.4. ÉTAT DE LA QUESTION.....	11

2- CADRE GÉOLOGIQUE	13
2.1. GÉOLOGIE RÉGIONALE	13
2.1.1. Province de Grenville	13
2.1.2. Nomenclature de la province de Grenville	15
2.2. GÉOLOGIE LOCALE.....	19
2.2.1. Travaux antérieurs	19
2.2.2. La région de Manitou-Nipisso	20
2.2.3. Propriété de Lac-Volant.....	24
3- PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE MINÉRALE	28
3.1. MÉTAGABBRONORITE.....	29
3.2. GRANITE	32
3.3. MONZONITE QUARTZIFÈRE.....	34
3.4. PARAGNEISS	34
3.5. DYKE DE GABBRONORITE	36
3.6. STRUCTURE BRÉCHIQUE	44
3.7. LES SULFURES.....	49
3.7.1. Les sulfures massifs	51
3.7.2. Les sulfures disséminés et semi-massifs (planche 21-A)	68
3.7.3. Structure bréchique de la minéralisation	71
4- LITHOCHIMIE.....	73
4.1. MÉTHODE ANALYTIQUE	74

4.2. CLASSIFICATION.....	76
4.2.1. Oxydes majeurs.....	76
4.2.2. Éléments en traces et terres rares	88
4.2.3. Éléments chalcophiles.....	94
4.3. CONTAMINATION	107
4.3.1. Les éléments lithophiles.....	107
4.3.2. Les éléments chalcophiles	116
4.4. CRISTALLISATION FRACTIONNÉE ET SÉGRÉGATION DES SULFURES.....	121
4.4.1. Les silicates.....	121
4.4.2. Les sulfures	126
4.5. ÉVIDENCE DE REMOBILISATION.....	139
5- DISCUSSION.....	140
5.1. NATURE DU MAGMA.....	140
5.2. CONDUITS DES MAGMAS DANS LA CROÛTE	141
5.3. ASSIMILATION ET CONTAMINATION.....	142
5.4. SÉGRÉGATION DES SULFURES.....	145
5.5. MODÈLE DE MISE EN PLACE.....	148
5.6. RELATION ENTRE LAC-VOLANT (GRENVILLE), VOISEY'S BAY (LABRADOR), ERTELIEN ET FLÅT (NORVÈGE)	152
6- CONCLUSION	156
7- RÉFÉRENCES	159

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1. Diagramme de la teneur en nickel en fonction du tonnage des principaux gisements de Ni dans le monde (Naldrett, 1997).	2
Figure 1.2. Carte de la localisation de l'indice de Lac-Volant (Clark, 1996).	5
Figure 1.3. Croquis montrant la texture et l'emplacement des sulfures (Barnes et al., 1997).	9
Figure 1.4. Diagramme montrant le niveau d'enrichissement d'un élément dans le liquide sulfuré relatif au liquide silicaté (Cc/Cl) en fonction de R (Barnes et al., 1993). D est le coefficient de partage du métal entre le liquide sulfuré et le magma silicaté. R est le ratio de liquide silicaté par rapport au liquide sulfuré.	12
Figure 2.1. Carte montrant l'étendue de la province de Grenville (Hoffman, 1988).	14
Figure 2.2. Subdivisions tectonostratigraphiques de la province de Grenville d'après Rivers et al., 1989.	16
Figure 2.3. Géologie simplifiée de la région Manitou-Nipisso (Gobeil et al. 1996).	21
Figure 2.4. Géologie de la propriété de Lac-Volant	25
Figure 2.4. Géologie détaillée de l'indice de Lac-Volant (Clark et al., 1996).	27
Figure 3.1. Diagramme de Kullerud et al (1969) montrant la position des échantillons dans les champs de la bravoïte (Bv) et de la violarite (Viol).	63
Figure 4.1. Diagramme $Na_2O + K_2O$ en fonction de SiO_2 montrant une tendance sub-alkaline des roches mafiques du secteur de Lac-Volant (Irvine et Baragar, 1971). Les échantillons de gabbronorite proviennent du système de dykes; ceux de métагаббронорит ont été prélevés dans l'encaissant des dykes.	82
Figure 4.2. Diagramme AFM montrant l'affinité tholéitique de l'encaissant mafique (métагаббронорит) et des roches gabbronoritiques	

du système de dykes dans le secteur de Lac-Volant. L'échantillon riche en Na₂O et K₂O provient d'un dyke à enclaves de granite. 83

Figure 4.3. Diagramme de Jensen (1976) montrant la position des échantillons du secteur de Lac-Volant dans le champ des tholéites. 83

Figure 4.4. Indice d'alcalinité en fonction de Al₂O₃ montrant l'affinité tholéitique des roches mafiques de Lac-Volant. La limite entre tholéite et basalte riche en Al d'après Middlemost (1975). 84

Figure 4.5. Le diagramme de discrimination des éléments majeurs (modifié de Mullen, 1983) montrant la localisation des échantillons des dykes gabbronoritiques de Lac-Volant dans le champ des tholéites d'îles en arc et MORB. 85

Figure 4.6. Diagramme de Shervais (1982) montrant la position des roches mafiques de Lac-Volant. 87

Figure 4.7. Diagramme multi-éléments où l'on compare les gabbronorites des dykes de Lac-Volant aux basaltes de plateau et au MORB-N (Viereck et al. 1989). 90

Figure 4.8. Diagramme représentant les teneurs en terres rares normalisées aux chondrites pour les roches gabbronoritiques et métагабброноритические de Lac-Volant. 91

Figure 4.9. Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb montrant la position des échantillons de Lac-Volant dans le champ calco-alcalin (Pearce 1983). 92

Figure 4.10. Diagramme ternaire (Hf, Th, Ta) de Wood (1980) montrant la position des échantillons du dyke de gabbronorite dans le champ des basaltes calco-alcalins. Les flèches vers MORB-N indiquent l'origine probable des roches gabbronoritiques de Lac-Volant. 93

Figure 4.11. Diagramme de variation du rapport Pd/Ir vs Ni/Cu des roches gabbronoritiques et des sulfures massifs de Lac-Volant. (Barnes et al. 1988). 100

Figure 4.12. Diagramme binaires a) Ni vs S, b) Cu vs S, c) Co vs S, d) Ir vs S, e) Rh vs S, f) Re vs S montrant une corrélation positive. 102

Figure 4.13. Diagramme multi-éléments des roches mafiques dans le secteur de Lac-Volant. On note des signatures géochimiques semblables pour le dyke de gabbronorite et l'encaissant métagabbronoritique. Les valeurs de normalisation sont tirées de Thompson (1982).

109

Figure 4.14. Diagramme multi-éléments comparant le paragneiss de Lac-Volant, la composition moyenne du granite proterozïque (Condie, 1993) et celle de la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985).

111

Figure 4.15. Diagramme multi-éléments suggérant de la contamination crustale dans les roches gabbronoritiques de Lac-Volant.

113

Figure 4.16. Diagramme a) Ta/Yb vs Ta/Yb, b) Ta/Yb vs Th/Yb et c) Rb vs Th/Ta montrant que 10 à 20 % de contamination est suffisant pour expliquer la composition gabbronoritique de Lac-Volant.

115

Figure 4.17. S/Se vs Pd +Pt montrant la position des échantillons de Lac-Volant par rapport à celles des sulfures provenant d'autres gisements. Les effets d'une augmentation du facteur R et de la contamination du magma sont indiqués par les flèches. La position des échantillons de Lac-Volant correspondent à un facteur R de 100 à 200. Les donnés des dépôts de Duluth sont tirés, de Thériault et al. (1987); Donaldson (Dn), 1, 2 et 3, de Naldrett (1981); 2-3, de Barnes et al. (1992); Dalta (Dl), de Giovenazzo (1991); Bravo (B), de Barnes et Giovenazzo (1990); Sudbury, de Farrow et Watkinson (1996).

118

Figure 4.18. Position des échantillons de Lac-Volant dans le diagramme Se vs S suggérant une sulfurisation (Peck et Keays 1990).

119

Figure 4.19. Diagrammes de Pearce pour les roches gabbronoritiques de Lac-Volant: a) $(3\text{Na} + 2\text{Ca})/\text{Ti}$ vs Si/Ti , b) Si/Sm vs $(\text{Fe} + \text{Mg})/\text{Sm}$, c) Si/Sm vs Al/Sm .

124

Figure 4.20. K_2O vs Cr et Cr vs Th illustrant la combinaison des deux processus: la contamination et la cristallisation fractionnée.

126

Figure 4.22. Diagramme Cu/Pd montrant la position des sulfures massifs et disséminés de Lac-Volant par rapport au manteau et aux domaines enrichis et appauvris en ÉGP. Barnes et al., 1988.

131

Figure 4.23. Diagramme de variation du rapport Ni/Pd vs Cu/Ir des roches gabbronoritiques et des sulfures massifs de Lac-Volant. Barnes et al., 1988.	133
Figure 4.24. Diagramme de comparaison des métaux entre a) les trois types de sulfures dans le secteur de Lac-Volant et b) les deux types de sulfures massifs.	135
Figure 4.25. Diagramme de comparaison des métaux entre les trois types de dépôt de sulfures de Ni-Cu-ÉGP (Sudbury, Flât, Ertelien d'après Barnes et al. 1988) et l'indice de Lac-Volant.	137
Figure 4.26. Diagrammes ternaires Fe-Ni-S et Fe-Cu-S montrant la position des sulfures massifs et disséminés de Lac-Volant. Les champs de stabilité de la solution solide monosulfurée (SSM) à 1100°C et la solution solide intermédiaire (ISS) à 700°C sont tirés de Kullerud et al. (1969).	138
Figure 5.1. L'origine probable du soufre et saturation du magma en soufre dans le cas de Lac-Volant.	144
Figure 5.2. Modèle de mise en place de la minéralisation.	149
Figure 5.3. Chute de compétence des sulfures communs en fonction d'une hausse de la température (Kelly et al., 1975).	151
Figure 5.4. Carte montrant l'étendue de la province de Grenville et la localisation de certains dépôts de nickel d'apparence semblable (modifié de Hoffman, 1988).	153

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1. Composition chimique des phases sulfurées des sulfures de Lac-Volant. a) chalcopyrite, b) pyrrhotite, c) pentlandite et d) pyrite.	54
Tableau 4.1. Teneurs de Ax-90 avec la moyenne et la déviation standard des éléments lithophiles, chalcophiles et sidérophiles.	77
Tableau 4.2. Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons gabbronoritiques du secteur de Lac-Volant.	78
Tableau 4.3. Résultats analytiques des éléments traces pour les échantillons de nature gabbronoritique dans le secteur de Lac-Volant.	79
Tableau 4.4. Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.	95
Tableau 4.5. Teneurs en ÉGP et en métaux chalcophiles recalculées à 100% de sulfures, pour les sulfures disséminés et matriciels de Lac-Volant.	106
Tableau 4.6. Résultats analytiques pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les ÉGP dans les roches felsiques de Lac-Volant.	110
Tableau 4.7. Modélisation de la contamination.	114
Tableau 4.8. Analyses isotopiques des sulfures de Lac-Volant.	122
Tableau 4.9. Modélisation de la cristallisation fractionnée.	125
Tableau 4.10. Compositions modélisées des sulfures de Lac-Volant. Cl = composition du liquide initial supposé: dans ce cas, la moyenne des roches gabbronoritiques stériles du dyke (n=6).	129
Tableau 5.1. Comparaison entre l'indice de Lac-Volant et le gisement de Voisey's Bay au Labrador.	154

LISTE DES PLANCHES

Planche 1. A- Photographie montrant des filonnets noirs verdâtre (amphiboles) et B- amas leucocrates (amorces de fusion) très abondants dans le métagabbronorite.	30
Planche 2. A- Photomicrographie en lumière polarisée du métagabbronorite montrant sa texture granoblastique et la foliation (éch. Tc-96-101-a). B- Photomicrographie du métagabbronorite montrant la transformation des pyroxènes en hornblende et en biotite, et l'orientation des minéraux le long du plan de la foliation (éch. Tc-96-184-a).	31
Planche 3. A- Photographie montrant le granite porphyrique à texture œillée proche de la zone de cisaillement. B- Photomicrographie montrant un phénocristal d'orthose perthitique de forme xénomorphe en lumière polarisée (éch-Tc-131).	33
Planche 4. Photomicroographies en lumière polarisée de la monzonite montrant A- la texture en mortier et B- cristal de microcline dans une matrice à texture myrmékitique.	35
Planche 5. Photomicrographie en lumière polarisée du paragneiss montrant: A- des cristaux de muscovite (Mu) de forme subautomorphe et orientés selon le plan de la foliation. B- une veine de pyrite.	37
Planche 6. A- Photographie en affleurement montrant le contact entre le dyke de gabbronorite (D) et l'encaissant métagabbronoritique (E). B- Photomicrographie montrant la texture granulaire du dyke et un phénocristal de plagioclase.	38
Planche 7. Photomicrographies en lumière polarisée du dyke gabbronoritique montrant: A- le plagioclase (Pl) entouré d'une mince auréole d'albite, B- Gros cristal de plagioclase (Pl) englobant des petits cristaux de clinopyroxène (Cpx) et d'orthopyroxène (Opx) (éch.Tc-96-157a).	40
Planche 8. Photomicrographie en lumière polarisée montrant A- gros cristal de pigeonite dans une matrice à grains équidimensionnels, B- cristal d'augite maclé.	41
Planche 9. Photomicrographie en lumière polarisée montrant A- des agrégats d'olivine et de pyroxène dans les interstices d'un réseau de baguettes de plagioclase (Pl) (éch. Tc-96-289a). B- Cristal d'olivine (Ol) de forme subidiomorphe à xénomorphe.	43

Planche 10. Photographie montrant des enclaves: A- de gabbro de taille et de forme variable dans une matrice gabbroïque, B- de quartzite de taille décimétrique et de section rectangulaire.	45
Planche 11. Photographie montrant A- un phénocristal intratellurique de plagioclase (8 cm) non déformé avec des mâcles polysynthétiques visibles à l'œil nu, B- des fragments de granite dont certains sont mylonitiques, de taille et de forme variables.	46
Planche 12. Photomicrographies en lumière polarisée montrant des enclaves plurimillimétriques A- de pyroxénite et B- d'anorthosite.	47
Planche 13. Photographies montrant: A- la zone du dyke (D) et la zone de la vallée (V) dans le secteur de Lac-Volant. B- la zone de la vallée de forme circulaire.	50
Planche 14. Photographie montrant: A- la texture massive des sulfures de Lac-Volant, B- une surface polie de sulfures massifs avec pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) et pyrite (Py).	52
Planche 15. Échantillon en provenance de Voisey's Bay au Labrador. Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la chalcopyrite (Cp) associée à la pyrrhotite (Po) avec développement de la pentlandite (Pn) dans les sulfures de Voisey's Bay.	60
Planche 16. Photographie montrant A- le contact irrégulier de l'amas de chalcopyrite (Cp) avec la pyrrhotite (Po), B- la chalcopyrite englobant la pyrrhotite. Les taches noires représentent de la magnétite en intercroissance avec la pyrrhotite.	61
Planche 17. Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la bravoïte (Bv) soit sous forme A- idiomorphe (la bravoïte épouse la forme de la pentlandite avec une diminution de volume), soit B- en chaines occupant les fractures dans la pyrrhotite (Po).	64
Planche 18. Photographie en lumière réfléchie montrant la pentlandite (Pn) en flamme dans un globule de sulfures (pyrrhotite (Po) + chalcopyrite (Cp)) piégé dans la magnétite (Mg).	65

- Planche 19.** A- Photographie montrant un cube de pyrite (en haut et à gauche) de taille centimétrique ainsi que de la pyrite (Py) englobée par la chalcopyrite (Cp) dans une masse de pyrrhotite (Po). B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la pyrite (Py) englobée par la chalcopyrite (Cp) dans la pyrrhotite (Po) fracturée. 67
- Planche 20.** A- Photomicrographie montrant de la galène (Ga) xénomorphe avec le clivage caractéristique dans une veine de chalcopyrite (Cp). B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la galène disséminée dans la pyrrhotite (Po). 69
- Planche 21.** A- Photographie montrant la texture matricielle des sulfures semi-massifs dans le dyke gabbronoritique de Lac-Volant. B- Photomicrographie en lumière polarisée montrant les sulfures qui occupent les interstices des silicates mafiques. Les plagioclases (Pl) sont corrodés et scapolitisés (S). 70
- Planche 22.** A- Photographie montrant la structure bréchique de la minéralisation avec présence de fragments stériles et de fragments minéralisés dans une matrice très riche en sulfures. B- Photographie montrant la bréchification du gabbronorite: On note la présence de deux amas globulaires et fragments de gabbronorite stérile dans une matrice à sulfures disséminés. 72

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les gîtes de sulfures de nickel (Ni)- cuivre (Cu) sont des concentrations de sulfures qui sont associées à certaines intrusions ou coulées volcaniques de composition mafique à ultramafique. Dans ces gisements, le nickel, le cuivre, le cobalt et les éléments du groupe du platine (ÉGP) sont les principales substances utiles récupérées, alors que d'autres métaux sont parfois récupérés, entre autres: l'or, l'argent et le soufre.

Jusqu'à maintenant tout les gisements de Ni-Cu sont liés à un contexte superficiel, en effet:

À Sudbury: les gisements de Ni-Cu sont liés aux intrusions mafiques qui adoptent la forme d'un lopolite connu sous le nom du complexe igné de Sudbury. La formation de ce complexe a été associé à un épisode de métamorphisme de choc que l'on attribue à l'impact d'une météorite (Dressler 1984). Selon Naldrett (1997), la teneur en Ni et le tonnage estimés des gisements sont respectivement 1.20% et 1648 millions de tonnes (Figure 1.1).

À Noril'sk: les gisements du camp minier de Noril'sk-Talnakh, qui remontent au Permien-Trias, sont situés près de la marge nord-ouest de la plate-forme sibérienne

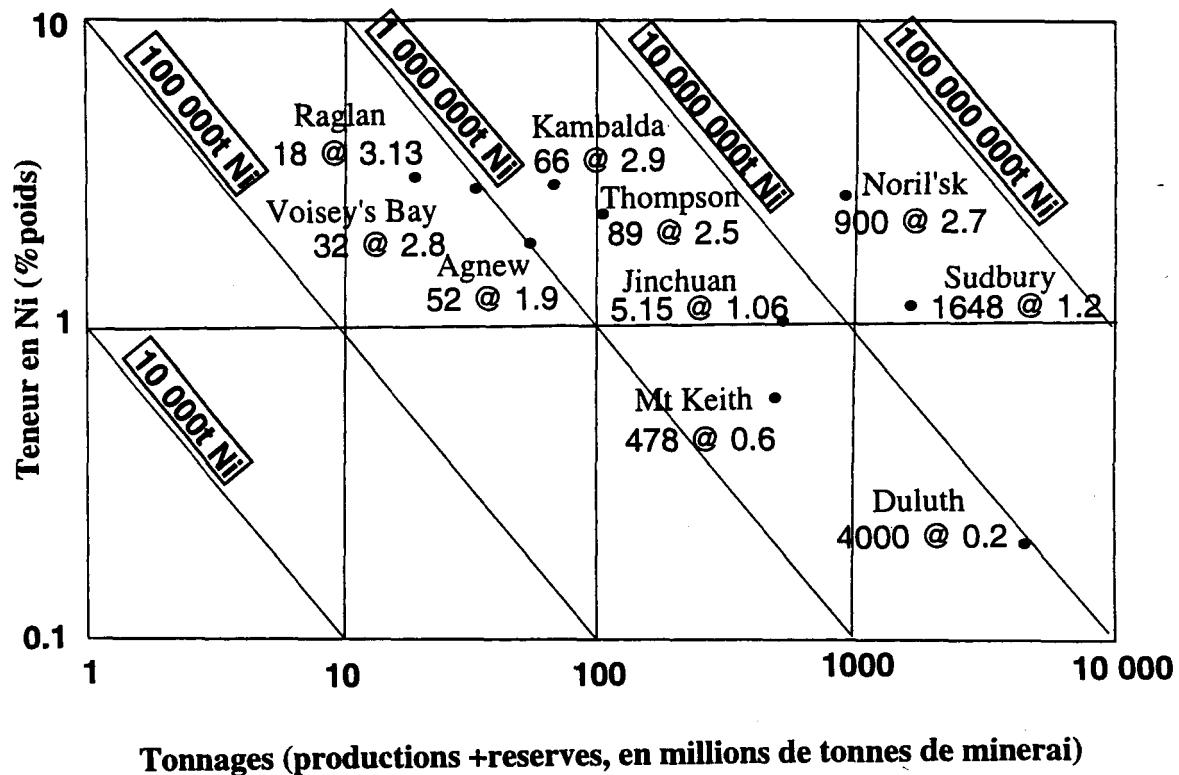


Figure 1.1: Diagramme de la teneur en nickel en fonction du tonnage des principaux gisements de Ni dans le monde (Naldrett, 1997).

(Simonov et al., 1994). Les intrusions minéralisées adoptent presque toutes la forme d'un filon-couche (Likhachev, 1994; Zen'ko et Czamanske, 1994) dont les dimensions peuvent atteindre 15 Km de longueur, entre 0.25 et 2 km de largeur et entre 50 à 300 m d'épaisseur (Duzhikov et al., 1992). Ces gisements présentent une teneur en Ni de 2.7% et un tonnage de 900 millions (Figure 1.1).

À Duluth: le complexe de Duluth au Minnesota est une masse arquée d'intrusions mafiques mesurant plus de 225 Km de longueur et mise en place dans un très important rift intracontinental formé à 1.1 Ga (Green, 1983). Il est étroitement associé à des basaltes de plateau (Haauck et al, 1996).

En Chine: les gisements de sulfures de Cu-Ni du camp minier de Jinchuan sont encaissés dans une masse de roches ultramafiques en forme de dyke qui s'est mise en place dans des migmatites, gneiss et marbres du Protérozoïque précoce (Chai et Naldrett, 1992). Selon l'interprétation proposée par Chai et Naldrett (1992, la masse intrusive correspondrait à la zone nourricière d'une séquence de basaltes issue d'une activité volcanique associée à la présence d'un rift continental).

Les gisements de Kambalda (Keays et Campbell., 1981) en Australie, de Thompson (Zurbrig, 1963) au Manitoba, Pechenga en Russie et de Raglan (Barnes et al. 1992) dans la zone de Cape Smith au nord du Québec sont liés à des coulées komatiitiques

précambriennes. Leurs minéraux sont plus riches en Ni que ceux des autres gîtes (Figure 1.1).

Les gisements cités ci-dessus sont tous liés à un corps magmatique mafique ou ultramafique. Ils présentent une variété de formes et de compositions selon leur contexte de mise en place qui est lié soit à un impact météoritique, soit à des basaltes de plateau associés à un rift continental, ou soit à des coulées volcaniques komatiitiques. Donc il s'agit généralement d'une mise en place près de la surface.

La découverte récente à Voisey's Bay au Labrador d'un gisement de Ni-Cu-Co avec des teneurs de 2.83% Ni, 1.68% Cu et 0.12% Co ainsi qu'un tonnage de 32×10^6 tonnes (Naldrett et al., 1997), dans un dyke de troctolite (Naldrett et al., 1997; Ryan et al., 1995) nous amène à examiner de plus près les intrusions anorthositiques et troctolitiques de la province de Grenville afin d'orienter la recherche de gisements de même type dans un contexte un peu plus profond. En effet les intrusions grenvillaises présentent des similitudes avec celles de Nain (Voisey's Bay) au niveau du cadre tectonique et des roches hôtes.

Dans le but de trouver un gisement de type Voisey's Bay, des travaux du ministère des Ressources naturelles du Québec ont été concentrés sur les intrusions grenvillaises. Dans ce cadre l'indice, l'indice de Lac-Volant a été découvert en août 1996 par une de leurs équipes (Figure 1.2).

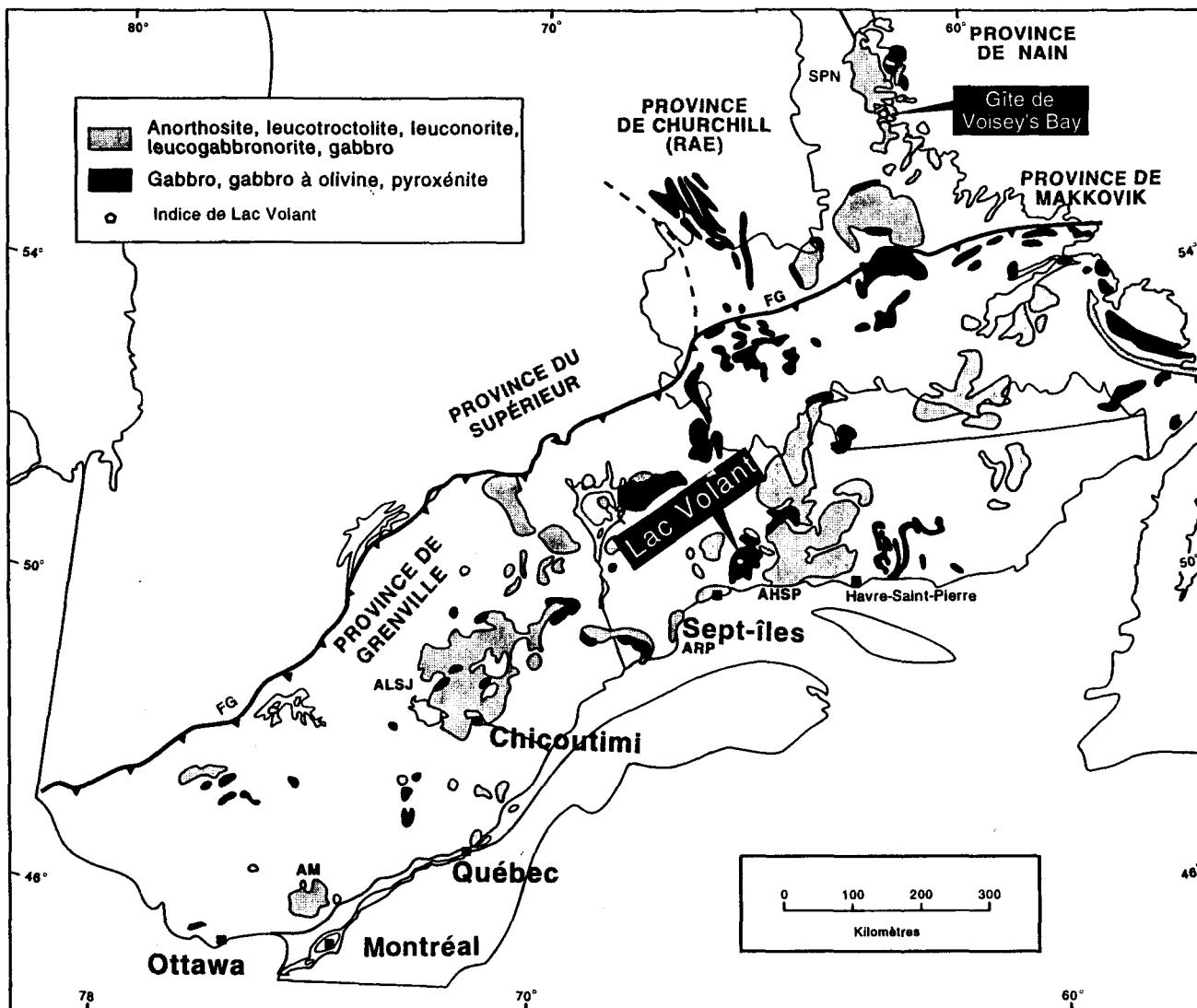


Figure 1.2: Carte de la localisation de l'indice de lac Volant (Clark 1996).
 Abréviations: AHSP, Anorthosite de Havre-Saint-Pierre. ALSJ, Anorthosite de Lac Saint-Jean;
 AM, Anorthosite de MORIN; ARP, Anorthosite de Rivière-Pentecôte; FG, Front de Grenville;
 SPN, Suite plutonique de Nain.

Avant de commencer à décrire la minéralisation de Lac-Volant ainsi que l'objectif de notre étude, il est important de faire un aperçu sur la genèse des dépôts de sulfures de nickel-cuivre. Dans le but de mieux comprendre et d'expliquer la mise en place de ce type de minéralisation, les chercheurs ont mis l'emphase sur des modèles généralement magmatiques. Un tel modèle se résume en quatre étapes fondamentales.

1.2. Modèle magmatique de mise en place des gisements de Ni-Cu-Co-ÉGP

1.2.1. Magma primitif: source des métaux

Les magmas hôtes de sulfures magmatiques sont ceux qui ont une composition mafique à ultramafique riche en Mg (Barnes et al., 1988).

La source essentielle de Ni-Cu et ÉGP est constituée par les sulfures du manteau. Il suffit qu'une faible quantité de sulfure demeure dans le manteau au cours de la fusion partielle pour que le liquide qui en résulte soit irrémédiablement appauvri en ÉGP. Barnes et al. (1985) ont calculé qu'un taux moyen de 20 à 25 % de fusion partielle était normalement requis pour fondre la totalité des sulfures du manteau et qu'ainsi le liquide qui en résulte soit enrichi en métaux. Un tel taux de fusion partielle entraîne la formation d'un magma hautement magnésien, soit picritique, komatiitique ou boninitique.

1.2.2. Ascension des magmas en surface

Afin de prévenir une ségrégation prématuée des sulfures en profondeur, une ascension rapide du magma est nécessaire (Barnes et al., 1988). Ceci est favorisé par une

zone d'extension crustale (rift) et/ou des zones de failles profondes comme dans les zones de suture.

1.2.3. *Saturation du magma en soufre*

Suivant la mise en place du magma dans la croûte, une ségrégation des sulfures doit avoir lieu relativement tôt dans la cristallisation du magma afin d'avoir un gisement économiquement rentable.

On considère généralement que le Ni, le Cu et les ÉGP étaient présents dans le magma parent en quantité suffisante pour produire les minéraux sulfurés dans lesquels ces métaux ont été concentrés. Mais il reste à savoir si la quantité de soufre d'origine magmatique est assez abondante pour produire les minéraux sulfurés.

Les études tirés de certains gisements magmatiques de nickel, comme ceux de Noril'sk, de Sudbury, de Thompson (Eckstrand et al., 1989), du complexe de Duluth (Ripley et Alawi, 1988; Thériault et al., 1997), Muskox (Barnes et Francis, 1995) et de Kambalda (Lesher et Arndt, 1995) suggèrent que les liquides sulfurés nickéliifères ont été générés suite à la contamination du magma mafique par du soufre provenant des roches crustales, généralement des roches sédimentaires sulfurées ou des paragneiss. Les indications sont fondées sur des données isotopiques (S, Sr, Nd, Os), les rapports Se/S et la présence de xénolites partiellement fusionnés. Les mécanismes de contamination proposés

sont, entre autres, l'assimilation de soufre dans les roches encaissantes sulfurées (Naldrett, 1989; Barnes et Francis, 1995; Thériault et al., 1997).

On signale que la position des dépôts de sulfures de Ni-Cu-Co-ÉGP dans la croûte continentale conforte l'hypothèse supposant que le soufre provienne d'une source crustale. Mais il existe certains gisements qui possèdent des caractéristiques particulières capables de mettre la théorie de contamination en question. Parmi ces gisements, on cite ceux de Kambalda (Foster et al. 1996) et de Cape-Smith (Shirey et Barnes 1994).

1.2.4. Accumulation et concentration des sulfures

En se basant sur la texture, les sulfures peuvent être divisés en trois principales catégories (Figure 1.3): les sulfures massifs, les sulfures matriciels et les sulfures disséminés. On parle de sulfures massifs lorsque la roche contient plus de 80% de sulfures et on parle de sulfures matriciels lorsque la roche contient de 30 à 80% de sulfures (Barnes et al., 1997).

L'existence de concentrations de sulfures massifs et matriciels permet de penser que les phases sulfurées ont pu se séparer très tôt du magma silicaté sous forme d'un liquide immiscible et qu'elles se sont mises en place par gravité. Les sulfures disséminés (moins

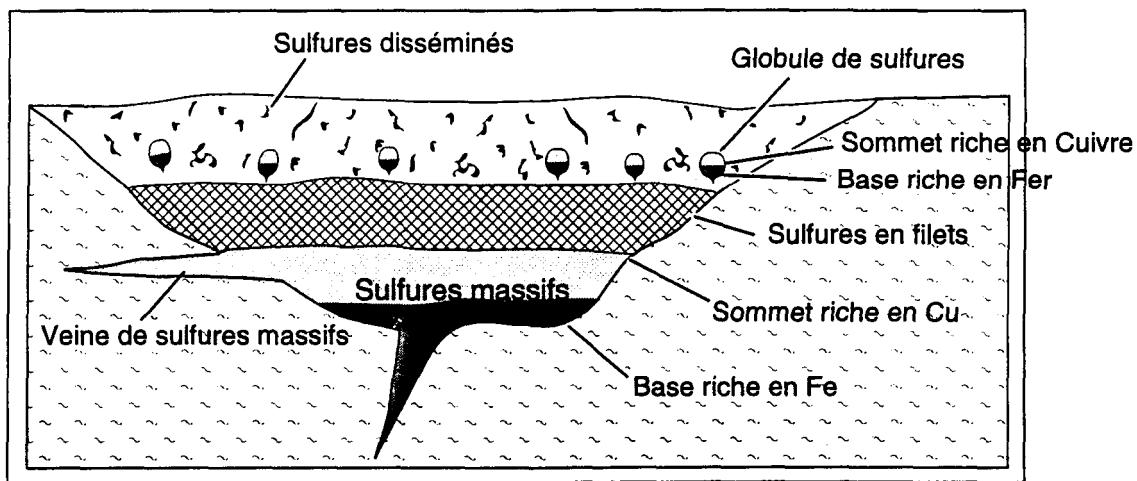


Figure 1.3: Croquis montrant la texture et l'emplacement des sulfures (Barnes et al., 1997).

de 30% de sulfures dans la roche) sont probablement le produit d'une séparation qui aurait eu lieu lorsque la cristallisation des silicates avait atteint un stade plus avancé.

De façon analogue aux magmas silicatés, lorsqu'un liquide sulfuré de grand volume s'accumule et se solidifie, il s'y produit une cristallisation fractionnée et il en résulte une séquence de cristallisation de sulfures de composition différente.

Lorsque le liquide sulfuré commence à cristalliser, la phase précoce qui cristallise est la solution solide monosulfurée (mss) riche en Fe et le liquide fractionné forme les sulfures riches en Cu. Les données expérimentales (e.g. Fleet et al., 1993; Li et Barnes, 1996; Barnes et al., 1997) montrent que le mss accepte préférentiellement l'Os, Ir, Ru, et Rh alors que le Pt, Pd, Au et Cu se concentrent dans le liquide fractionné.

1.3. Comment expliquer la concentration ainsi que la variation de la teneur des métaux communs et précieux dans les gisements sulfurés de Ni-Cu-Co-ÉGP?

Lorsqu'un liquide de sulfure est mis en contact avec un volume suffisamment important de magma silicaté ne contenant que des concentrations normales de Ni, de Cu, et d'ÉGP jusqu'à ce qu'un état d'équilibre soit atteint, la tendance chalcophile de ces métaux pour la phase sulfurée contribue à une concentration de ces métaux dans le liquide sulfuré.

Des modélisations numériques fondées sur des études expérimentales faisant appel aux coefficients de partage et au facteurs R (ratio du liquide silicaté (%poids) par rapport au liquide sulfuré (%poids)) ont démontré que le liquide sulfuré pourrait acquérir des concentrations de Ni, de Cu et d'ÉGP à peu près semblables à celles observées dans les gisements de sulfures magmatiques (Campbell et Naldrett, 1979; Naldrett, 1989; Fleet et al., 1993; Barnes et al., 1997).

Les variations dans les concentrations de métaux communs et de métaux précieux dans ces gisements sulfurés peuvent être attribuées à des différences dans les proportions relatives de magma silicaté et de liquide sulfuré (Facteur R) qui ont atteint un état d'équilibre, et dans la composition des magmas silicatés initiaux (Figure 1.4).

1.4. État de la question

Peut-on expliquer la mise en place de la minéralisation de Lac-Volant par le modèle magmatique de mise en place des dépôts magmatiques de Ni-Cu-ÉGP décrit ci-dessus? Nous tenterons de répondre à cette question dans les chapitres qui suivent. La réponse à cette question nous permettra aussi d'atteindre nos principaux objectifs: **a)** caractérisation du magma du dyke de Lac-Volant porteur de la minéralisation, **b)** caractérisation des sulfures de Lac-Volant et **c)** enfin élaborer un modèle de mise en place de la minéralisation de Lac-Volant.

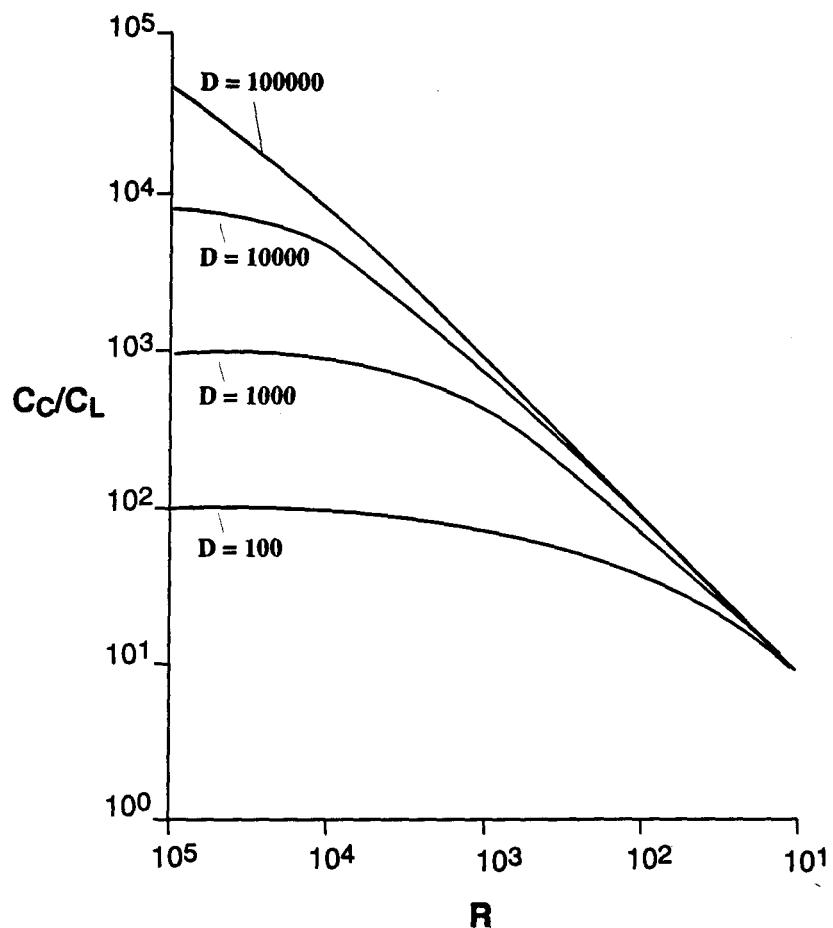


Figure 1.4: Diagramme montrant le niveau d'enrichissement d'un élément dans le liquide sulfuré relatif au liquide silicaté (C_c/C_L) en fonction de R (Barnes et al., 1993). D est le coefficient de partage du métal entre le liquide sulfuré et le magma silicaté. R est le ratio de liquide silicaté(%poids) par rapport au liquide sulfuré(%poids).

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. Géologie régionale

2.1.1. Province de Grenville

La province de Grenville constitue la dernière province d'âge précambrien à s'être ajoutée au Bouclier canadien. Elle s'étend en une bande de 300 à 600 km de largeur sur près de 2000 km de longueur au sud-est du craton entre le Labrador, au nord-est, et le Texas, au sud-ouest (figure 2.1), (Hoffman, 1987). La province est limitée, au nord-ouest et au nord, par le Front de Grenville qui la sépare des provinces géologiques plus anciennes (province du Supérieur, province de Churchill, province de Nain, province de Makkovik) d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur à moyen. Au sud-est, la province de Grenville est couverte en discordance d'érosion par les roches cambro-ordoviciennes de la plate-forme du Saint-Laurent. Au sud des Grands Lacs, elle se prolonge sous les plaines du centre des États-Unis jusqu'au nord des monts Ouachita à l'est des provinces de Yavapai et de Mazatzal d'âge protérozoïque (Hoffman, 1988, 1989). Aux États-Unis, des écailles du socle du Grenville sont imbriquées dans la partie interne des Appalaches (Bartholomew, 1984).

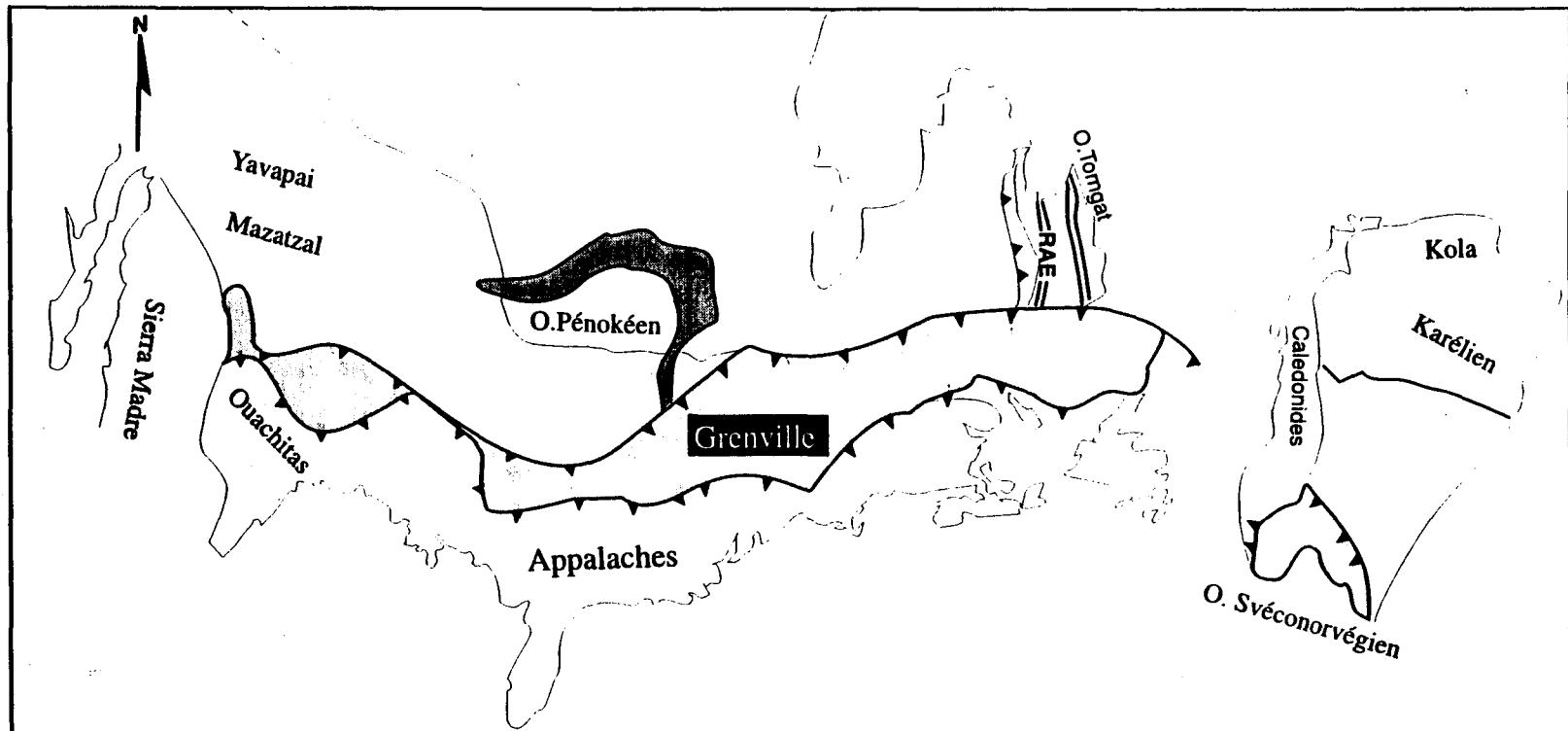


Figure 2.1: Carte montrant l'étendue de la province de Grenville, (Hoffman, 1988).

En Europe, la province de Grenville serait représentée par la province svéconorvégienne, située au sud de la Norvège et de la Suède (Max, 1979).

À cause du degré élevé de métamorphisme régional et des roches intrusives de haute température qui sont largement exposées, la province de Grenville est apparue comme une province énigmatique. Au cours de ces dernières années, des nouvelles techniques d'analyses directes ou indirectes ont permis d'éclaircir un peu la complexité de cette province.

2.1.2 Nomenclature de la province de Grenville

Wynne-Edwards (1972) a subdivisé la province de Grenville en plusieurs domaines en se basant sur les contrastes métamorphiques et pétrologiques des différentes domaines. L'absence d'ophiolites, de zones de suture clairement exposées ou mises en évidence par des intrusions de granodiorites typiques d'îles en arc et de restes de prismes d'accrétion amène Wynne-Edwards (1972, 1976) à considérer l'orogène grenvillien comme totalement ensialique.

La subdivision la plus récente est celle de Rivers et al. (1989). À partir de données géochronologiques, géophysiques et géologiques, ils ont divisé la province de Grenville en 3 ceintures longitudinales (Figure 2.2): le Parautochtone (PB), l'allochtone polycyclique (APB) et l'allochtone monocyclique (AMB). Le terme monocyclique réfère aux roches

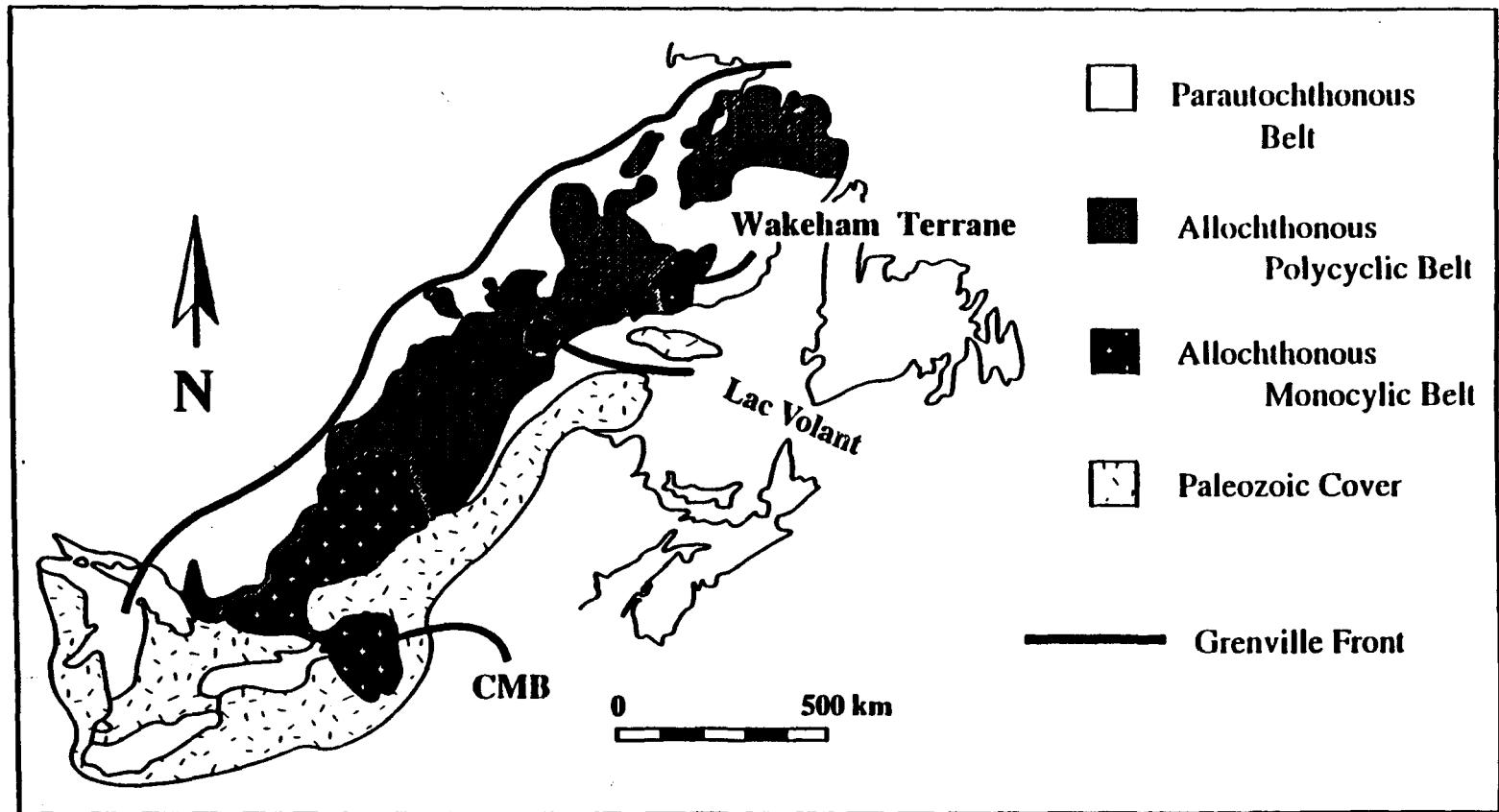


Figure 2.2: Subdivisions tectonostratigraphiques de la province de Grenville, d'après Rivers et al., 1989.
CMB, Central Metasedimentary Belt.

métamorphisées et déformées uniquement durant l'orogenèse grenvillienne. Ces ensembles sont séparés les uns des autres par des zones de failles ductiles. Il s'agit respectivement de l'ABT (Allochthon Boundary Thrust) et de la MBBZ (Monocyclic Belt Boundary Zone).

a- Ceinture Parautochtone

Elle constitue une bande parallèle et adjacente au Front de Grenville, dont la largeur varie entre 120 km au sud du réservoir Smallwood (au Labrador et au Québec) et à peine 25 km au SE de Val d'Or. Elle est localisée entre le Front de Grenville et le chevauchement allochtone. Cette ceinture est formée par les équivalents des lithofaciès présents dans les provinces adjacentes anciennes. Il s'agit des orthogneiss tonalitiques, dioritiques et granodioritiques migmatisés ainsi que des dykes de diabase ou de microgabbro d'âges divers métamorphisés jusqu'au faciès des granulites. La partie nord-ouest de la ceinture est caractérisée par des plis isoclinaux qui sont déversés au nord-ouest et des zones de cisaillement de direction nord-est.

b- Ceinture Allochtone polycyclique

L'allochtone polycyclique comprend toute la partie du Grenville ayant été supposément tectonisée et métamorphisée au cours d'un ou plusieurs cycles orogéniques antérieurs au cycle grenvillien. Selon Martignole et al (1994), cette ceinture correspondrait à une zone de délamination intracrustale le long de laquelle les terrains polycycliques très métamorphisés du Protérozoïque inférieur et moyen ont été transportés vers le nord-ouest

(c'est-à-dire sur la ceinture parautochtone) le long d'un grand accident chevauchant. La partie occidentale de cette ceinture n'a pas été subdivisée par Rivers et al. (1989), tandis que son équivalent oriental a été subdivisé selon Wynne -Edwards (1972) en:

1) un segment nord-est (BCS: Baie Comeau Segment) localisé entre le Saguenay et l'océan Atlantique; ce segment est caractérisée par des migmatites et des gneiss affectés par plusieurs phases de migmatisation (Lavergne, 1986).

2) un segment sud-ouest (C.G.T: Central Granulite terrane) caractérisé par une abondance de gneiss et d'amphibolites au faciès supérieur des amphibolites ou au faciès des granulites. Ce segment se caractérise aussi par la présence de paragneiss et de roches calcosilicatées.

Cette ceinture polycyclique renferme les quatre grandes suites magmatiques caractéristiques de la province de Grenville: anorthositique (anorthosite à andésine/labrador, gabbro/norite, troctolite), charnockitique (jotunite, mangérite, charnockite), granodioritique- tonalitique (diorite, granodiorite et gabbro) et granitique. On y trouve aussi le cortège des filons couches ou des dykes de gabbro-norite comme le cas du gabbronorite de Lac-Volant qui est l'objet de cette étude.

c- Ceinture allochtone monocyclique

MBBZ représente le décollement entre les roches monocycliques (AMB) et les roches polycycliques (APB). L'AMB est présent dans deux régions: l'une située à la frontière Québec-Labrador, où affleure le Supergroupe de Wakeham, l'autre affleurant dans

le sud du Québec et l'est de l'Ontario où l'on rencontre la séquence métasédimentaire et métavolcanique connue sous le nom de Supergroupe de Grenville (ceinture métasédimentaire centrale, CMB). Ces deux supergroupes ont un âge d'environ 1300 à 1500 Ma et ils sont tous deux métamorphisés par l'orogenèse grenvillienne au faciès variant des schistes verts aux granulites. Les limites de AMB sont incertaines (Rivers et al., 1989).

2.2. Géologie locale

2.2.1- Travaux antérieurs

Dans les années 30 et 40, la région estuarienne de la rivière Moisie (Faessler, 1945) et la région du lac Matamec (Greig, 1945) ont connu les premiers levés géologiques. Le lancement en 1951 par le ministère des Mines du Québec d'un programme de cartographie géologique le long de la voie ferrée de la QNSL et dans les régions adjacentes permit de prolonger la connaissance géologique vers l'est, le long du fleuve Saint-Laurent (Klugman, 1954 et 1955) et vers l'intérieur des terres le long des cours inférieur et moyen de la rivière Manitou (Jenkins, 1956 et 1957) et le long de la vallée des rivières Nipissis et Wacouno (Blais, 1960; Hogan et Grenier, 1971). Tous ces levés ont été réalisés à l'échelle de 1 mille au pouce (1:63 360). En 1970, dans le cadre du projet Grenville, le ministère des Richesses naturelles a réalisé un levé régional au 1:250 000. Ce levé a permis de compléter l'information géologique et de faire la synthèse des données acquises antérieurement dans la région (Sharma et Franconi, 1975). La région a également été prospectée pour le fer pendant les années 50 (IOC/Hollinger) et pour les métaux usuels au cours des années 90

(SOQUEM, Mines d'or Virginia, Noranda...). Un levé régional de géochimie de sédiments de fond de lac réalisé par le ministère de l' Énergie et des Ressources du Québec y a révélé plusieurs anomalies géochimiques (Choinière, 1987; Beaumier, 1989). Au cours de l'été 1996, la région de Manitou et Nipisso a été l'objet d'une cartographie détaillée au 1:50 000. Un levé EM.MAG héliporté au 200 m a été réalisé récemment. Il a été fait suite à la découverte de l'indice du lac Volant à l'automne 1996 (Perreault et al., 1996). Il couvre quatre feuillets soit 22I/11 à 22I/14.

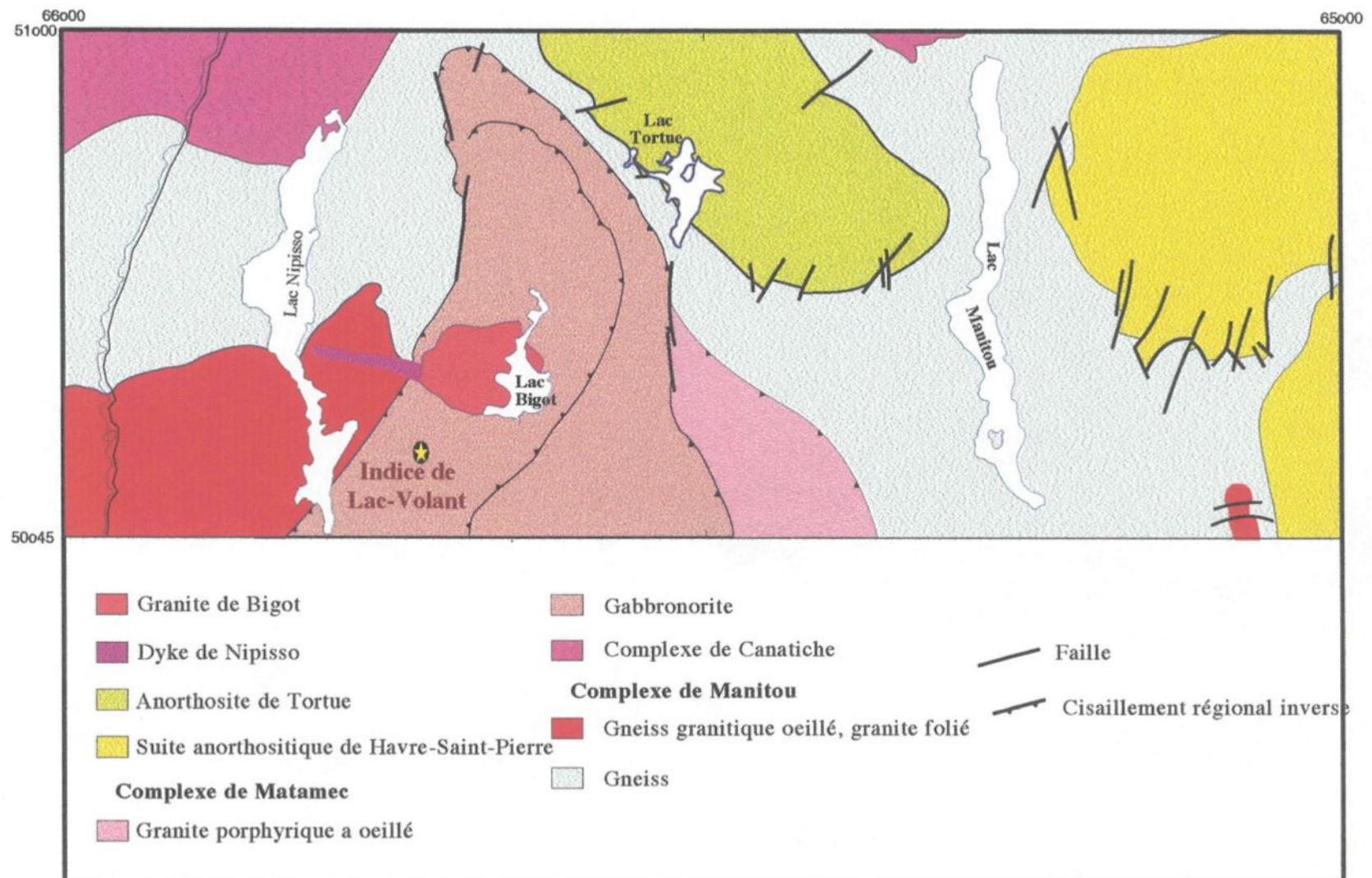
2.2.2. La région de Manitou-Nipisso

La région fait partie de la ceinture allochtone polycyclique de la province géologique de Grenville (Rivers et al., 1989). L'intégration des levés géologiques récents aux levés préexistants (Jenkins, 1957; Hogan et Grenier 1971) et aux données aéromagnétiques ont permis de reconnaître quatre ensembles géologiques distincts (Gobeil et al, 1996): le complexe gneissique de Manitou, le complexe igné de Matamec et les complexes anorthositiques du lac Tortue et de Havre-Saint-Pierre (Figure 2.3).

Le complexe de Manitou constitue une grande unité géologique essentiellement gneissique à travers laquelle ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées (Gobeil et al, 1996). Le complexe de Manitou a été défini sur le plateau qui domine l'est du lac Manitou (Gobeil et al, 1996) et comprend l'assemblage de gneiss de la région Nipisso que Hogan et Grenier (1971) ont regroupé dans leur unité de

Figure 2.3: Géologie simplifiée de la région Manitou-Nipisso (Gobeil et al. 1996).

(1 cm = 3.5 km)



paragneiss de type Grenville. Cet assemblage gneissique constitue en général la lithologie sous-jacente au complexe igné de Matamec. Les gneiss quartzofeldspathiques à biotite et/ou hornblende (+/- grenat) constituent la lithologie gneissique dominante. Cette lithologie est accompagnée de gneiss granitique, de métagabbro, d'amphibolite, de paragneiss à sillimanite et/ou graphite et de quartzite. Les unités intrusives sont représentées par le granite folié et les granitoïdes syn- à tardi-cinématiques de composition tonalitique à granitique.

Du point de vue métamorphique, les roches du complexe de Manitou ont atteint des conditions de métamorphisme de haut grade: faciès des granulites avec une rétrogradation au faciès supérieur des amphibolites entre le complexe de Matamec et le complexe anorthositique de lac Tortue (Gobeil et al. 1996). Le gradient métamorphique augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la volumineuse Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Gobeil et al. 1996).

Le complexe igné de Matamec correspond à l'ensemble des roches à hypersthène que Hogan et Grenier (1971) considéraient comme le Groupe de Moisie. De par sa signature magnétique spécifique et son anomalie gravimétrique positive, le Matamec constitue une unité géologique régionale d'environ 70 km de longueur (nord-sud) et de km largeur est-ouest. En se basant sur les relations de terrain, Gobeil et al (1996) interprètent le

complexe comme étant une écaille tectonique d'envergure régionale transportée sur le complexe de Manitou et ceinturée par une zone de cisaillement ductile. Ce complexe est composé de gabbronorite à grain fin, de mangérite, de monzonite, de granite à phénocristaux de feldspath potassique et de quelques intrusions de gabbronorite à olivine (Gobeil et al. 1996). Ces roches sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès granulitique. La foliation de ces roches est d'origine ignée ou tectonique; elle varie en intensité à travers le complexe.

Le complexe anorthositique du Lac Tortue et le lobe Ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre sont formés d'injections multiples de leucogabbro et d'anorthosite caractérisées par la présence de litage magmatique spectaculaire. Dans les faciès de bordure, on note la prédominance de gabbronorite et de norite avec des niveaux pyroxénitiques minéralisés. Seule la partie sud-ouest de l'intrusion de Havre-Saint-Pierre a été datée, donnant un âge de 1062 Ma (Van Breemen et Higgins, 1993).

Des intrusions tardives de granite et de nombreux dykes de gabbronorite, de gabbro ou de diabase recoupent les unités précédentes. Un de ces granites est celui du lac Bigot. Il est intrusif dans le gabbronorite de Matamec et il a un âge (U/Pb) de 1030 +12/-7 Ma (Gobeil et al. 1998).

2.2.3. Propriété de Lac-Volant

Au cours de l'été 1996, un levé géologique à l'échelle de 1:50 000 couvrant les feuillets SNRC 22I/13 (demie est) et 22I/14 (demie est), entrepris dans le cadre du programme du Moyen-Nord du ministère de l'Énergie et des Ressources a fait l'objet d'une découverte d'un indice important de Ni-Cu-Co-ÉGP dans le secteur du Lac-Volant. Ce secteur est constitué principalement de métagabbronorite appartenant au complexe igné de Matamec. Ce métagabbronorite d'apparence poivre et sel et à grain fin à moyen possède une texture granoblastique. Il possède une signature magnétique élevée formant une bande linéaire NNE qui contraste avec la signature plus faible des roches granitiques encaissantes. Cette unité métagabbronoritique renferme quelques bandes de gneiss et/ou de paragneiss et des intrusions de monzonite porphyrique à pyroxène, de monzonite quartzifère porphyrique, de granite porphyrique mégacristiques faiblement à fortement déformés dont l'orientation définit le grain tectonique régional (figure 2.4). Des observations de terrains suggèrent que le gabbronorite et les monzonites pourraient constituer des magmas qui se sont mis en place en même temps.

Plusieurs cassures et/ou failles et/ou dykes sont discernables sur le patron magnétique, correspondant pour la plupart aux linéaments régionaux majeurs NNE-SSO, N-S et NO-SE. Certains linéaments NNE-SSO et N-S sont caractérisés par la présence de dykes de gabbro et de gabbronorite à grain fin à moyen.

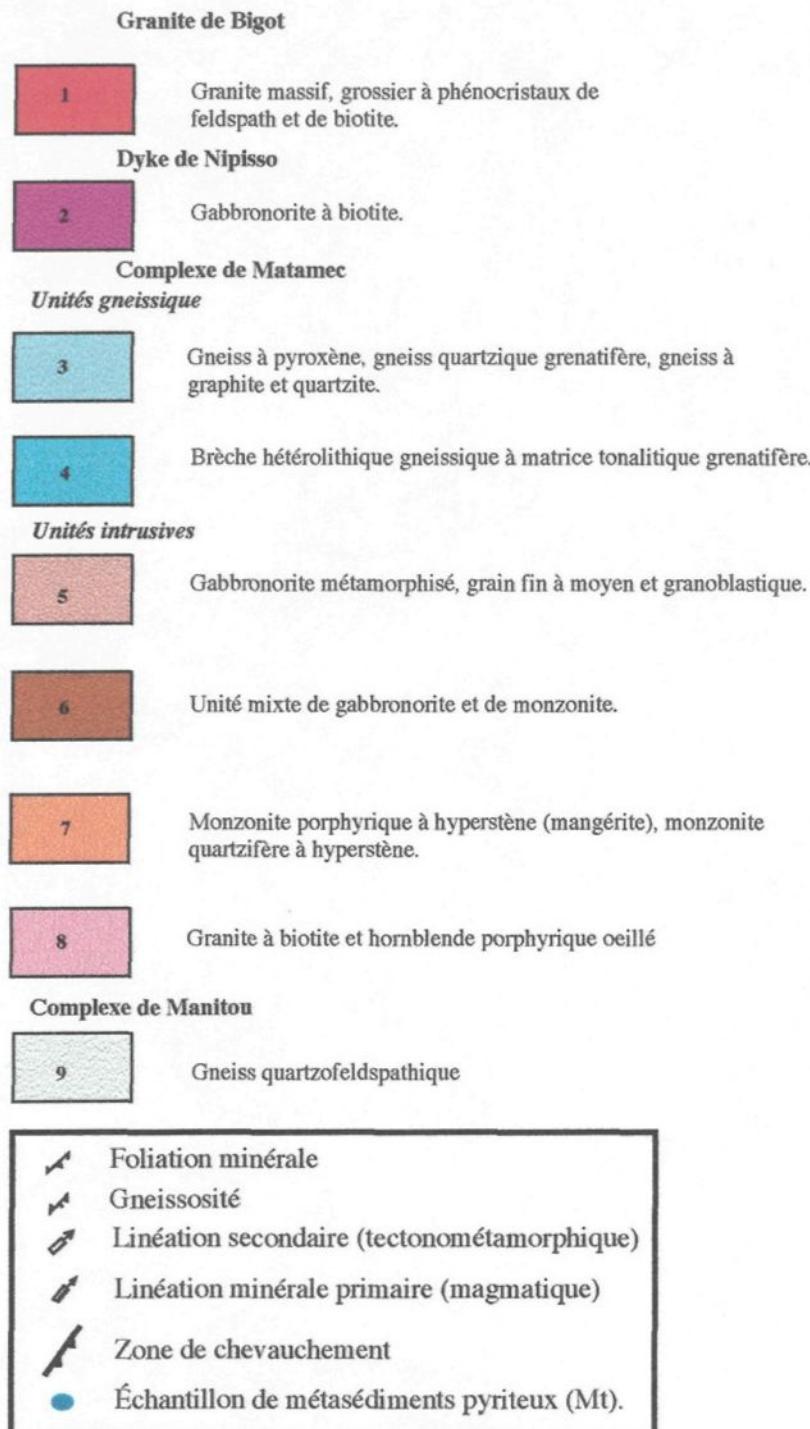
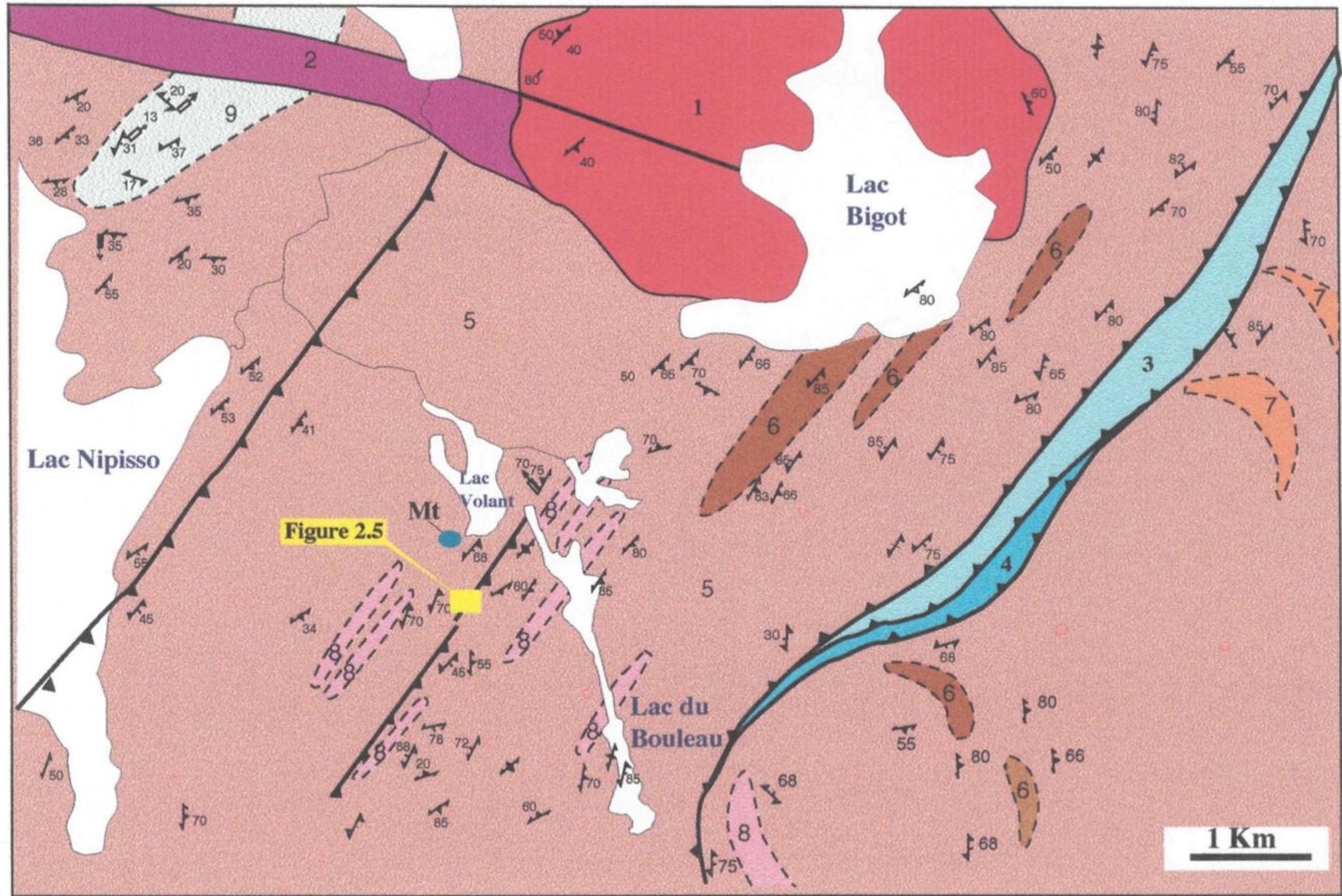


Figure 2.4: Géologie de la propriété de Lac-Volant (Gobeil et al. 1996)



Un de ces dykes gabbronoritiques est l'hôte de l'indice de Lac-Volant. Il est orienté NNE et recoupe les unités avoisinantes (Figure 2.5). Gobeil et al (1996) regroupent le gabbronorite de Lac-Volant dans les unités intrusives tardives. Le dyke porteur de la minéralisation est déformé à la bordure mais il est très difficile d'apercevoir cette déformation à l'intérieur du dyke. La datation du dyke par la méthode U/Pb donne un âge de 1350 ± 6 Ma (Gobeil et al., 1998). La minéralisation consiste en des zones à sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. Ces sulfures sont repartis en deux zones identifiées dans cette étude comme étant (figure 2.5):

La zone de la vallée: Elle est constituée uniquement de sulfures massifs. Cette zone forme une butte d'environ 2m de haut et approximativement circulaire de 23 m (direction NE-SO) par 28 m (direction NO-SE).

La zone du dyke: Cette zone est constituée de sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. Ces sulfures sont portés par un dyke de gabbronorite orienté NE-SO. L'épaisseur de ce dernier varie d'environ 25 m près de la zone minéralisée à quelques mètres plus au NE dans sa partie stérile. La minéralisation massive et disséminée s'étend sur une distance d'environ 300 m. L'augmentation de l'épaisseur près de la zone de sulfures massifs peut avoir une importance sur l'accumulation des sulfures massifs. L'amas de sulfures massifs est d'environ 75 m de long et de 4 à 10 m de large, et il est orienté subparallèlement au dyke de gabbronorite.

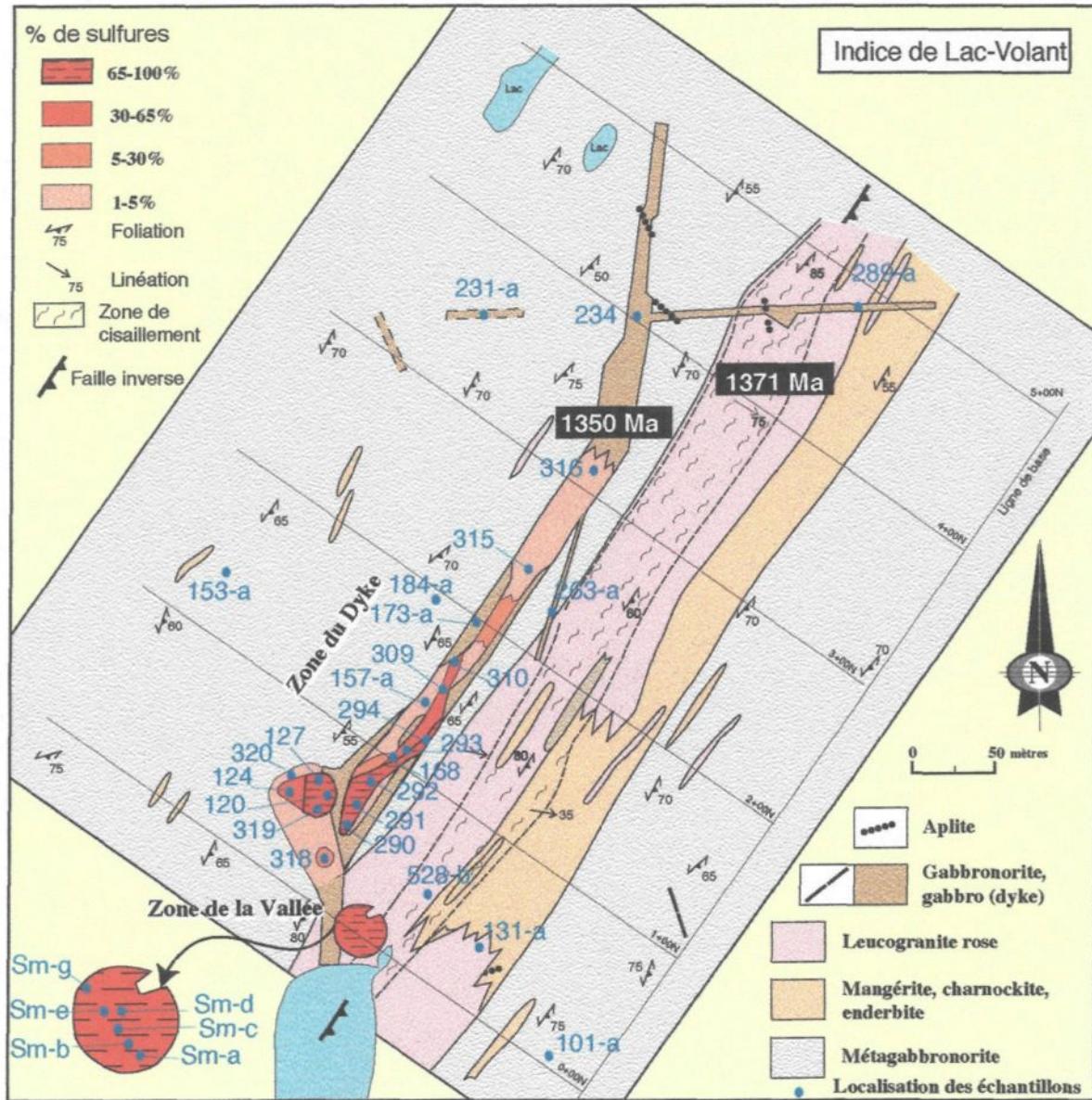


Figure 2.5: Géologie détaillée de l' indice de Lac-Volant (Perreault et al. 1996).
 (Sm: sulfure massif)

CHAPITRE 3

PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE MINÉRALE

Les roches du secteur de Lac-Volant font partie de la ceinture allochtone polycyclique définie par Rivers et al (1989). Ces roches ont été affectées par une ou plusieurs orogenèses antérieures à l'orogenèse grenvillienne. Par conséquent, les roches hôtes des sulfures de Lac-Volant sont entièrement recristallisées et les textures ignées sont rarement conservées. Nous décrivons dans ce chapitre la pétrographie des unités lithologiques suivantes: i) le métagabbronorite qui forme l'encaissant mafique, ii) la monzonite et le granite qui forment l'encaissant felsique, iii) le dyke gabbronoritique porteur de la minéralisation, et iv) la minéralisation proprement dite.

Une fois l'analyse texturale des sulfures faite au microscope optique, les constituants ont été analysés à la microsonde électronique. Les analyses des phases sulfurées sont présentées dans ce chapitre. Cette analyse des constituants a été faite à l'UQAC sur une microsonde électronique de marque ARL-SEMQ équipée de 4 spectromètres variables à dispersion de longueur d'ondes (WDS) et d'un détecteur à énergie dispersive (EDS) de marque Tracor-Noran possédant une fenêtre au beryllium et une résolution de 143 eV. Toute la microsonde est gérée par un système de microanalyse quantitative TN-5500. Les analyses des sulfures sont traitées par le programme de

correction de matrice ZAF. Ces programmes corrigent pour le numéro atomique (Z), l'absorption (A), et les effets de fluorescence (F). Le voltage est de 15 Kv pour les analyses des sulfures. Les concentrations en S, Fe, Ni, Cu sont déterminées par EDS, et les concentrations en Co par WDS.

3.1. Métagabbronorite

C'est la lithologie la plus abondante de l'ensemble du Matamec. Sur le terrain, ce type de roche est reconnu par sa couleur poivre et sel et par la présence de petits filonets ou veinules millimétriques à centimétriques noir verdâtre de hornblende (planche 1-A). Par endroits, ces roches montrent un rubanement qui reflète probablement un litage primaire conservé. Ce méttagabbronorite présente des amas leucocrates de granulométrie grossière suggérant des amorces de fusion (planche 1-B) .

En lame mince, le metagabbronorite est composé de plagioclases (35%), généralement recristallisés en petits grains granoblastiques polygonaux (planche 2-A). Les macles polysynthétiques avec une extinction ondulante sont fréquentes. L'hypersthène est la phase la plus abondante de la famille des pyroxènes (20%). Il présente une texture recristallisée et occupe parfois une position jointive et interstitielle aux baguettes de plagioclase. La hornblende verte (5 à 10 %) se développe au pourtour des pyroxènes en les remplaçant partiellement ou totalement. La biotite (5 à 10%) idiomorphe à subidiomorphe altérée ou non, remplace la hornblende ou le pyroxène (planche 2-B). Les minéraux secondaires constituent une proportion de 6 à 10% de la roche.

Planche 1

A- Photographie montrant des filonnets noirs verdâtre (amphiboles) et **B-** amas leucocrates (amorces de fusion) très abondants dans le méttagabbronite.



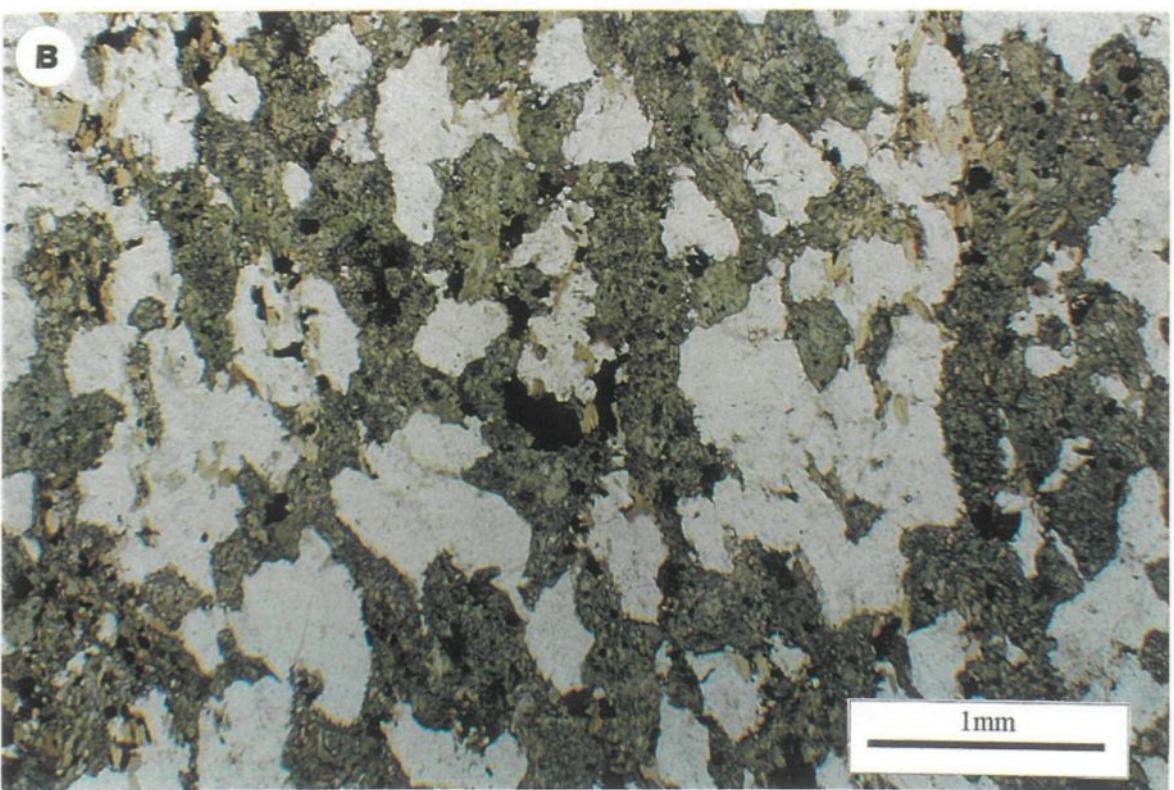
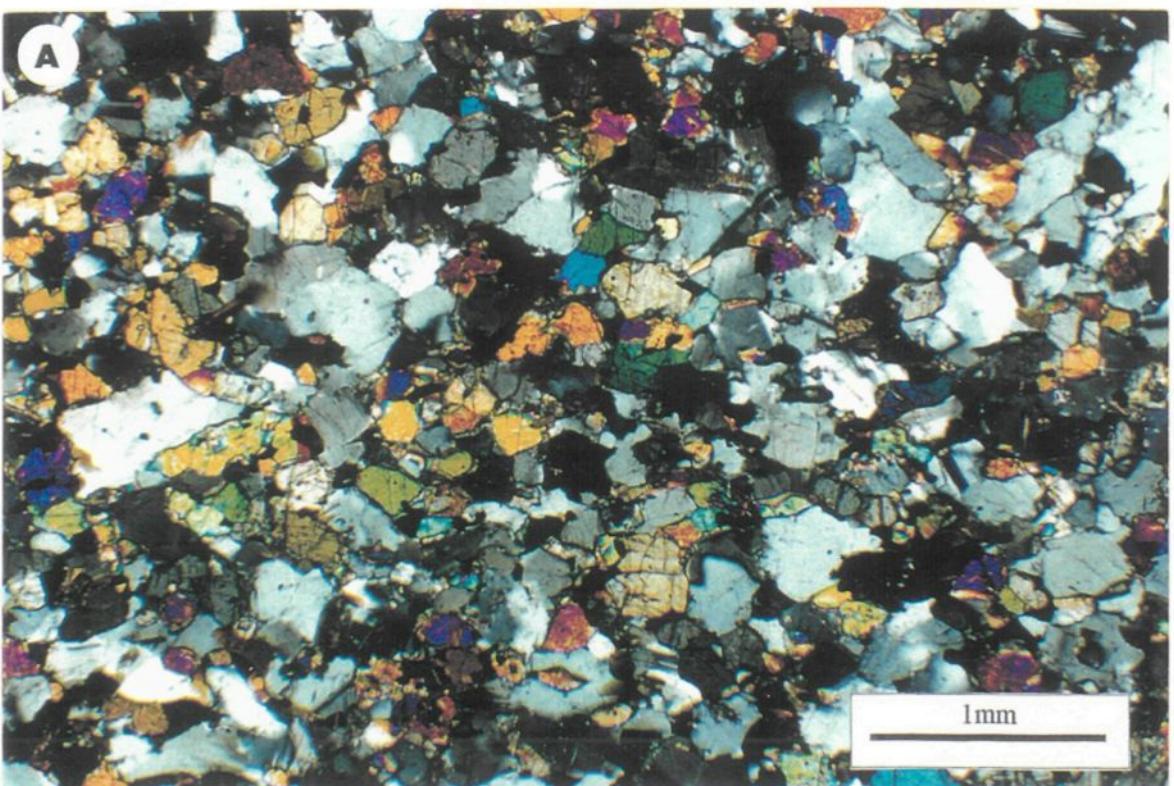


Planche 2

A- Photomicrographie en lumière polarisée du métagabbronorite montrant sa texture granoblastique et la faible foliation (éch. Tc-96-101-a).

B- Photomicrographie du métagabbronorite montrant la transformation des pyroxènes en hornblende et en biotite, et l'orientation des minéraux le long du plan de la foliation (éch. Tc-96-184-a).

L'assemblage secondaire comprend, le grenat soit en texture granoblastique en couronne autour des opaques, soit sous forme de porphyroblastes grossiers poecilitiques. Le quartz (5%) présente une texture granoblastique caractérisée par des points triples. La pyrite et la chalcopyrite (< 1%) sont souvent disséminées dans la masse silicatée. Les minéraux mafiques (biotite et hornblende) marquent souvent la foliation régionale (planche 2-B).

3.2. Le granite

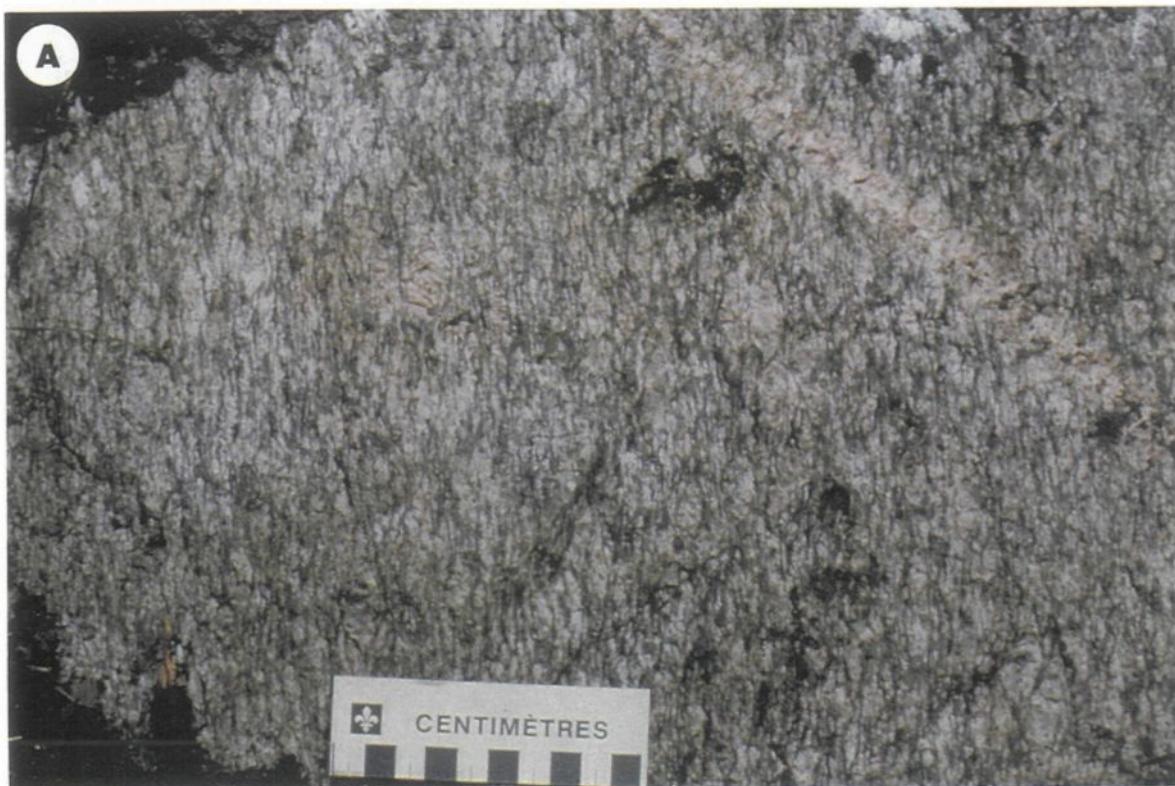
Le granite affleure dans la partie est du linéament nord nord-est associé à l'indice de Lac-Volant où il est particulièrement abondant dans la zone de mylonite qui passe dans le secteur (figure 2.4). Le granite est très déformé (planche 3-A). Il présente une texture œillée. Le granite est composé de plagioclases (15%) maclés et saussuritisés à divers degrés dans une matrice à grains polygonaux, formée de quartz, de feldspath potassique (planche 3-B) et de plagioclase. Le quartz (30 à 40%) est sous forme de grains suturés qui se polygonisent en grains plus petits et parfois en rubans. La biotite (5 à 10%), de forme subautomorphe à xenomorphe, se présente généralement en amas fibreux. Par endroits, elle présente des ondulations sous l'effet de la déformation. Elle se développe autour des opaques. La matrice de la roche est fortement recristallisée et montre une texture en mortier. L'apatite et le zircon représentent les minéraux accessoires (5%) les plus abondants. Un granite à hypersthène (charnockite) forme une enclave dans le dyke de gabbronorite. Cette enclave est composée de biotite, de hornblende altérée et d'un peu de sulfures disséminés.

Planche 3

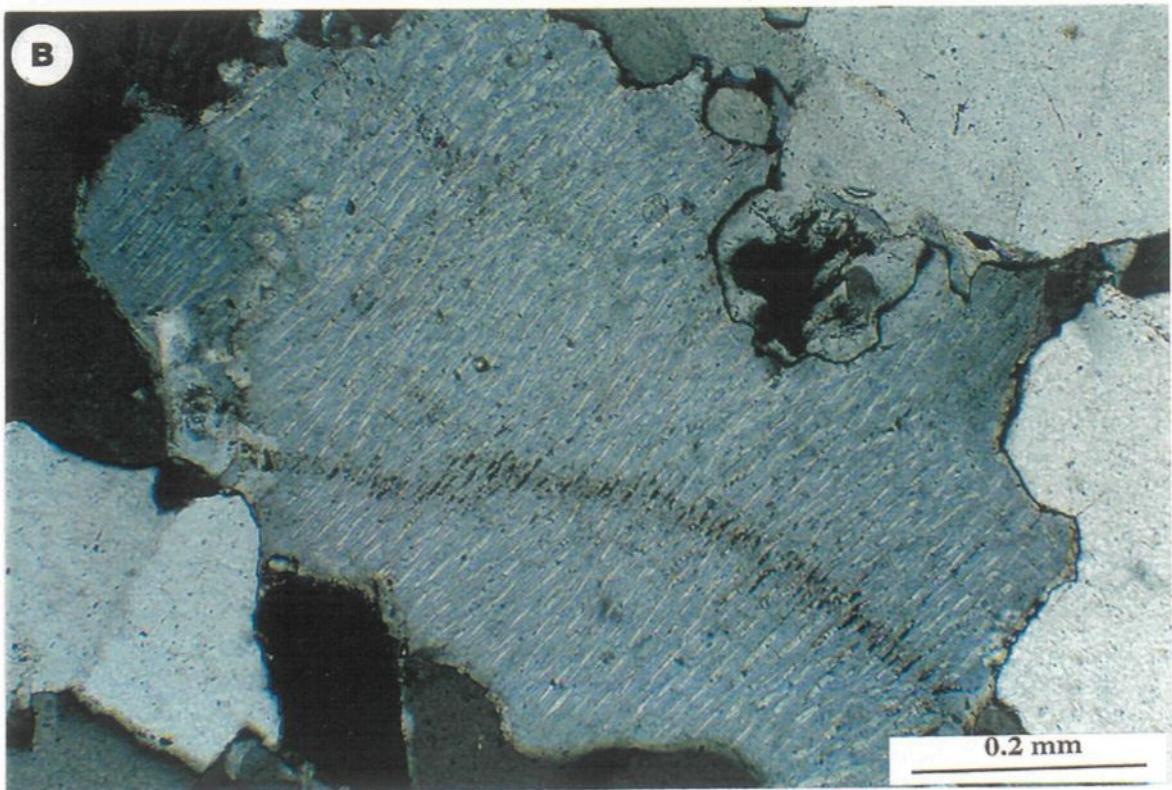
A- Photographie montrant le granite porphyrique à texture œillée proche de la zone de cisaillement.

B- Photomicrographie montrant un phénocristal d'orthose perthitique de forme xénomorphe en lumière polarisée (éch-Tc-131).

A



B



3.3. La monzonite quartzifère

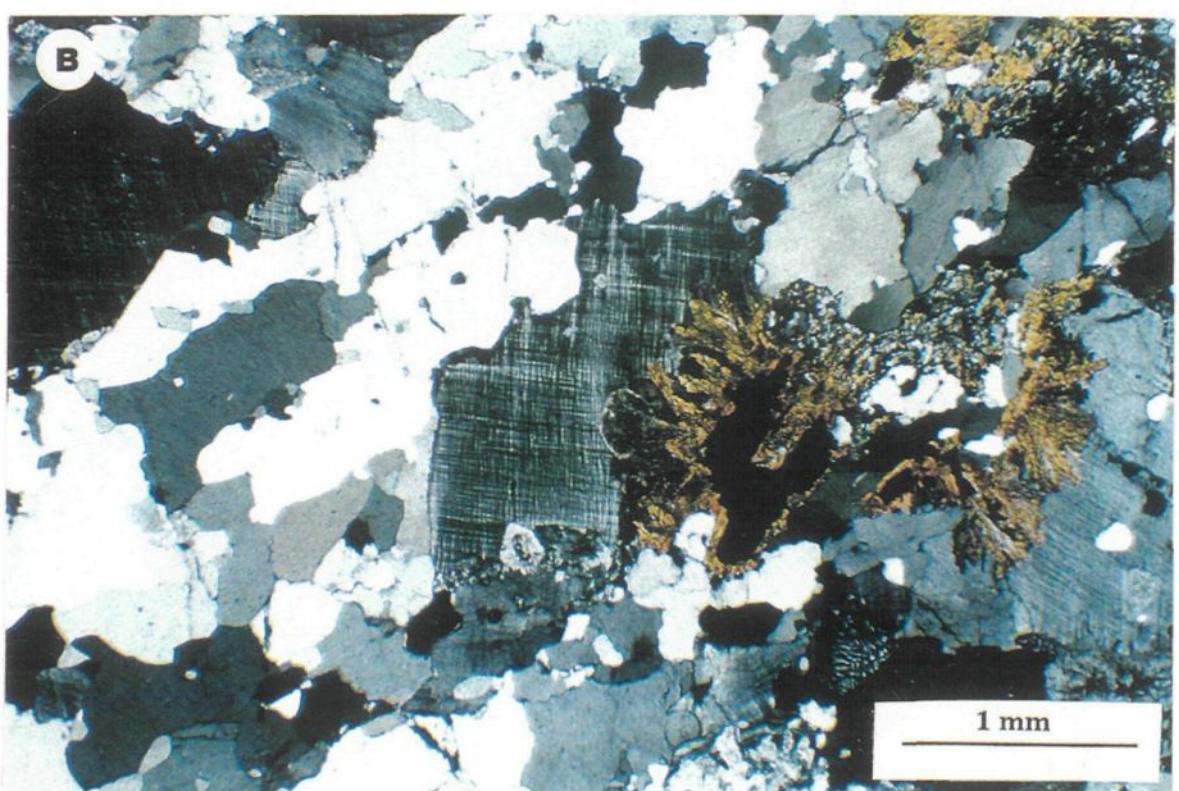
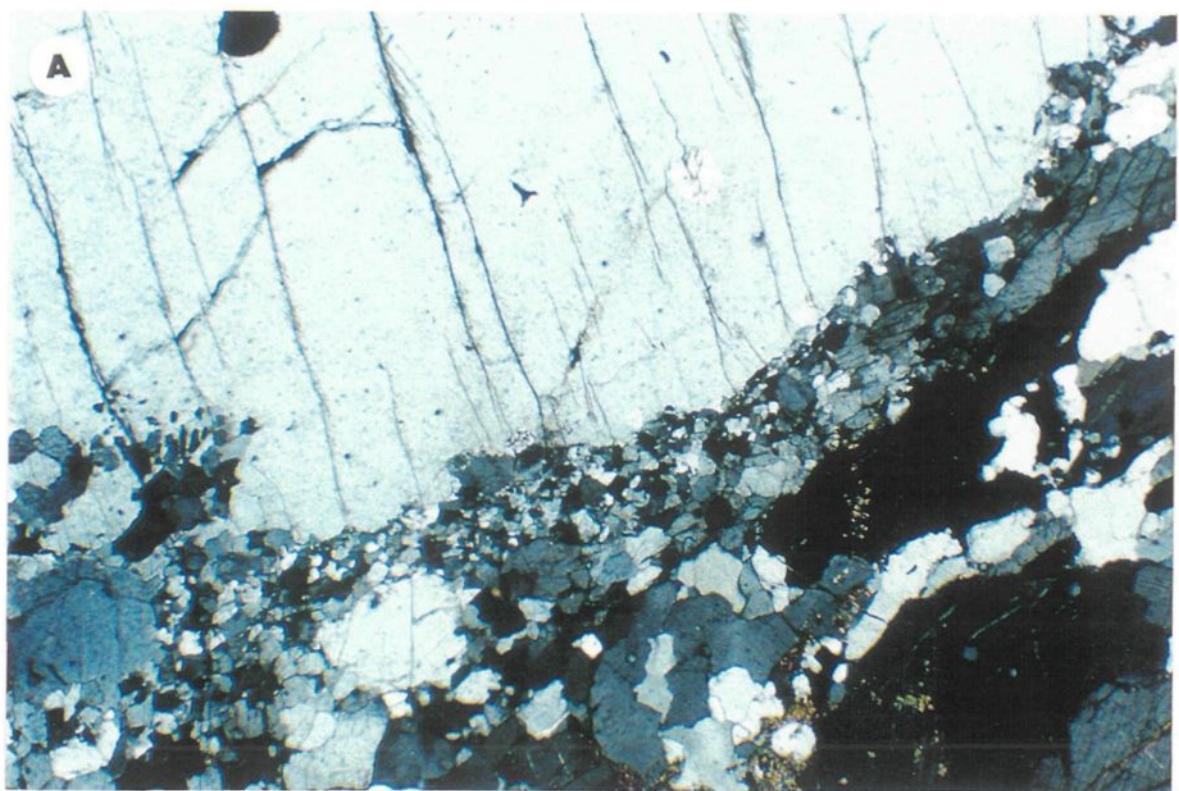
La monzonite quartzifère est intimement associée au gabbronorite métamorphisé et au granite porphyrique. Elle affleure entre autres à l'indice de Lac-Volant dans la partie est du linéament régional orienté nord-nord-est. La monzonite quartzifère est à grain moyen à grossier. Elle présente une texture porphyrique avec une orientation préférentielle des cristaux. La monzonite quartzifère porphyrique est composée de quartz (25%), de forme subidiomorphe à xénomorphe, en grains aux bordures suturées. Le quartz est généralement recristallisé avec présence de points triples et des contacts stylolitiques dans une matrice à texture en mortier (planche 4-A). La texture myrmékitique est commune (planche 4-B). L'orthose est la principale phase des feldspaths alcalins. Il est légèrement séricité et il représente de 30 à 40 % de l'assemblage minéralogique. La biotite, souvent d'orientation préférentielle, est généralement en amas fibreux chloritisés. Les feldspaths sont contenus dans une matrice plus fine composée de plagioclase et d'orthose. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. Comme dans le granite porphyrique, cette roche a absorbé la déformation régionale dans le Matamec, de sorte qu'elle se présente souvent comme une monzonite quartzifère œillée.

3.4. Paragneiss

Une enclave de paragneiss de 200 m de long par 50 m de large affleure à 500 m au nord de l'indice de Lac-Volant. Il s'agit d'une unité métasédimentaire très déformée avec une gneissosité de direction N040 et un pendage de 65° vers le sud-est.

Planche 4

Photomicrographies en lumière polarisée de la monzonite quartzifère montrant **A**- la texture en mortier et **B**- Cristal de microcline dans une matrice à texture myrmékitique.



En lame mince, le paragneiss est composé de quartz (75%), généralement recristallisé en petits grains granoblastiques polygonaux, de muscovite (5 à 10%) subautomorphe à xénomorphe (planche 5-A), de biotite (5%) généralement alterée, et de plagioclase (7%) sérichtisé. Le paragneiss contient 3% de pyrite. Cette dernière se présente soit sous forme de grains disséminés, soit sous forme de veines (planche 5-B).

3.5 Dyke de gabbronorite

Le dyke de gabbronorite, localisé sur le flanc d'une colline qui borde la vallée et porteur de la minéralisation peut être découpé en trois sections (figure 2.5): *i) Une section centrale* d'une longueur de 300 mètres orientée N35E parallèlement au grain structural local du complexe de Matamec. Le dyke y présente une épaisseur de 20 à 25 m et est généralement subvertical. *ii) Une section nord-est* où le dyke s'incurve vers le nord selon une direction N05°E à N10°E et recoupe la foliation locale. *iii) Une section sud-ouest* où le dyke présente un renflement d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur et semble amorcer un changement de direction vers le sud pour poursuivre sous un lac orienté NNE-SSO.

Le dyke de gabbronorite à grain fin à moyen est en contact avec le gabbronorite du Matamec (Planche 6-A). Le dyke, de texture granulaire (Planche 6-B), est composé de plagioclase (30 à 35%), de pyroxène (orthopyroxène, clinopyroxène) (35 à 40%), de

Planche 5

Photomicrographie en lumière polarisée du paragneiss montrant: A- des cristaux de muscovite (Mu) de forme subautomorphe et orientés selon le plan de la foliation. B- une veine de pyrite.

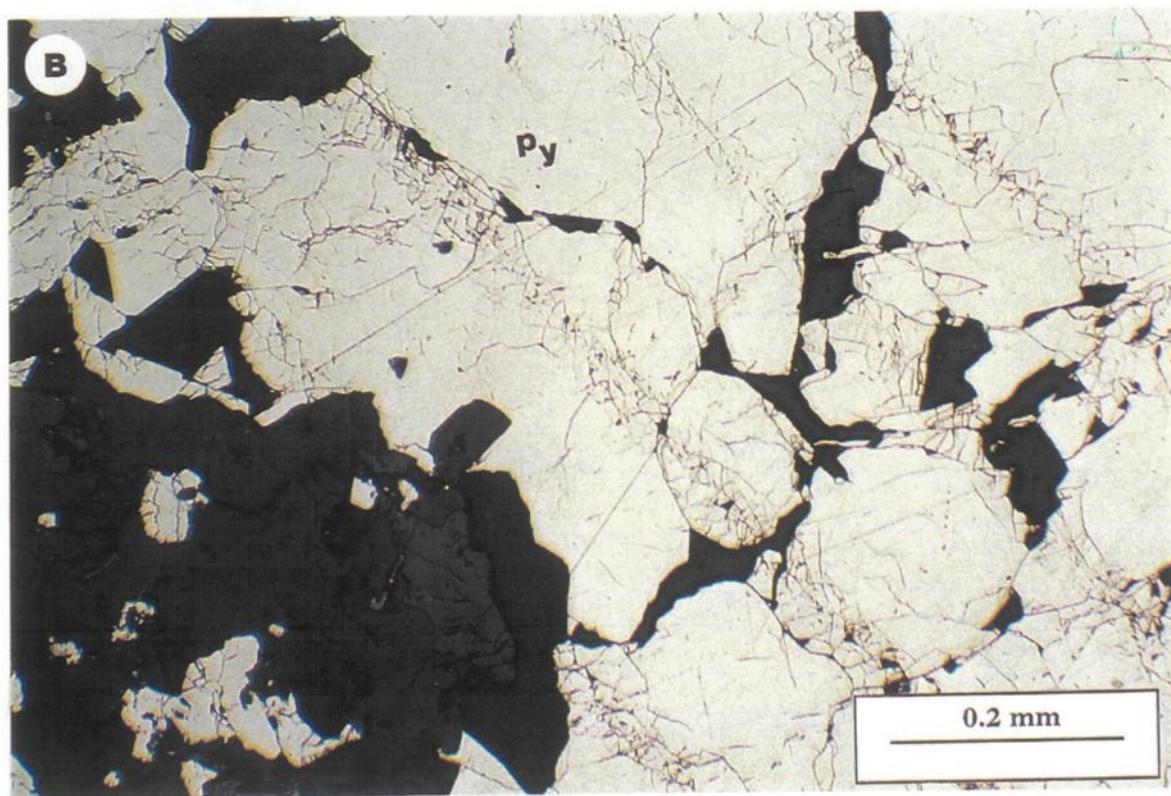
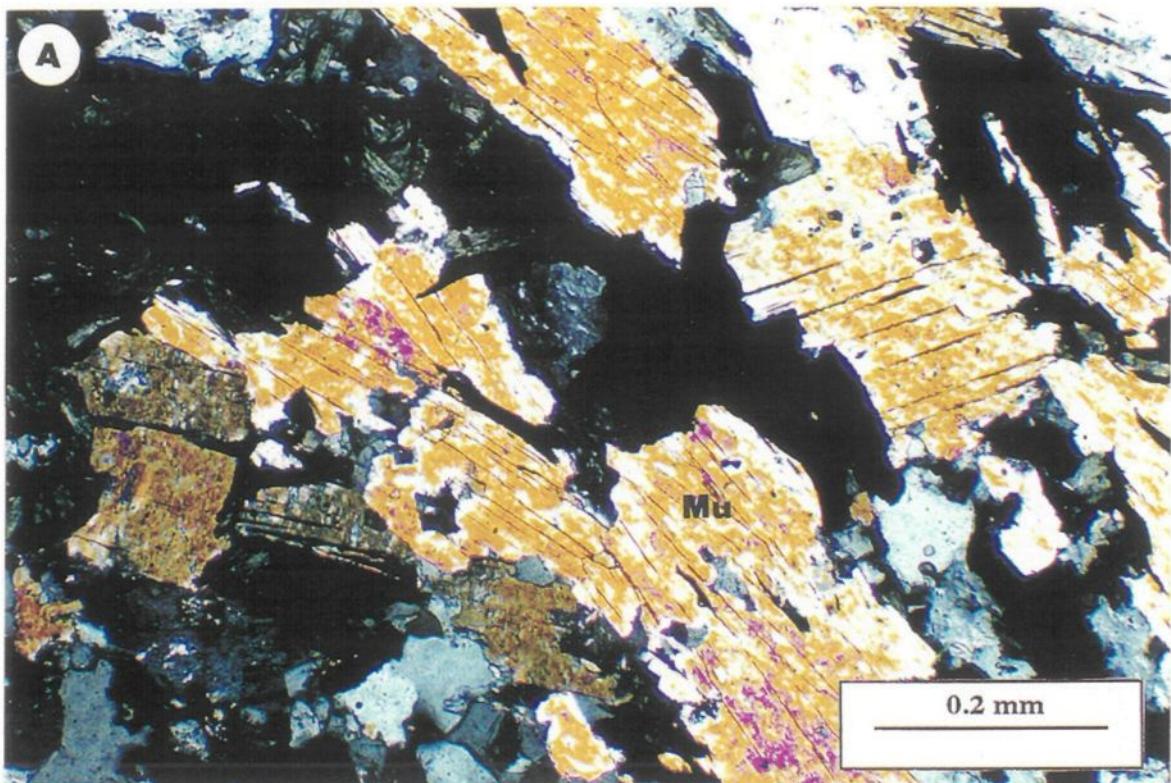
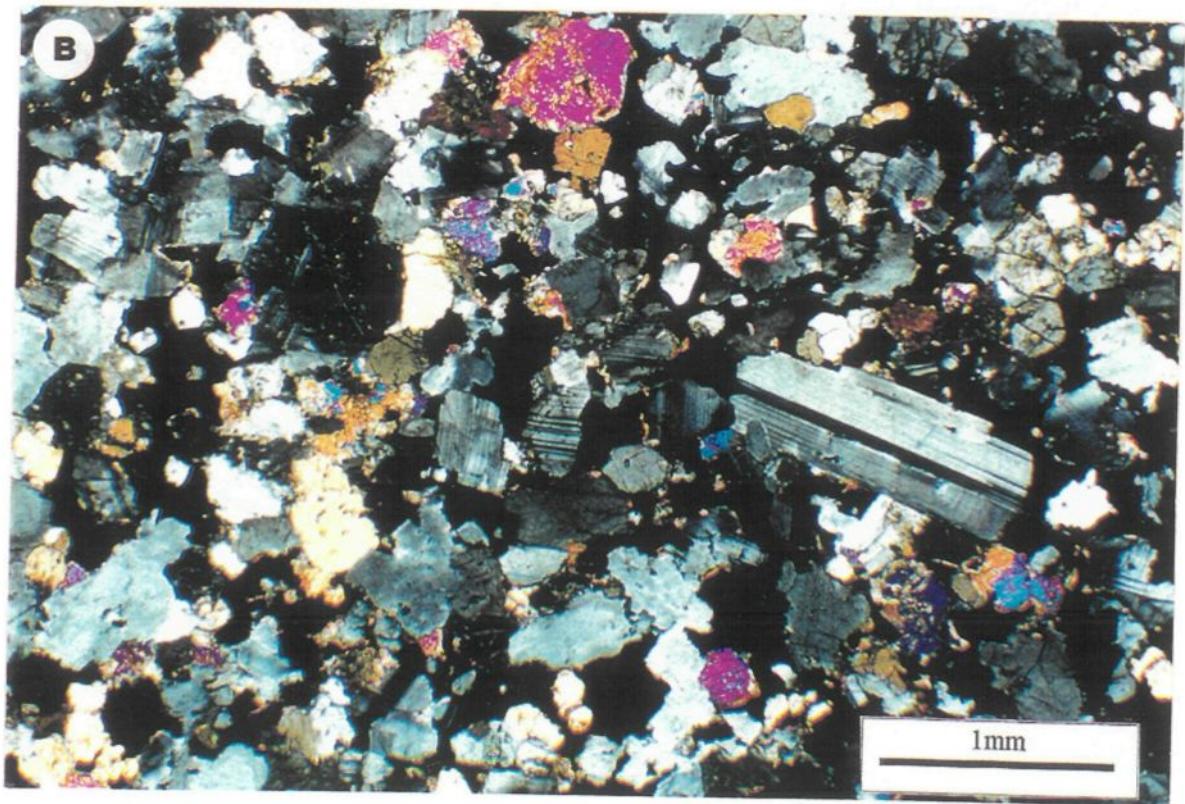
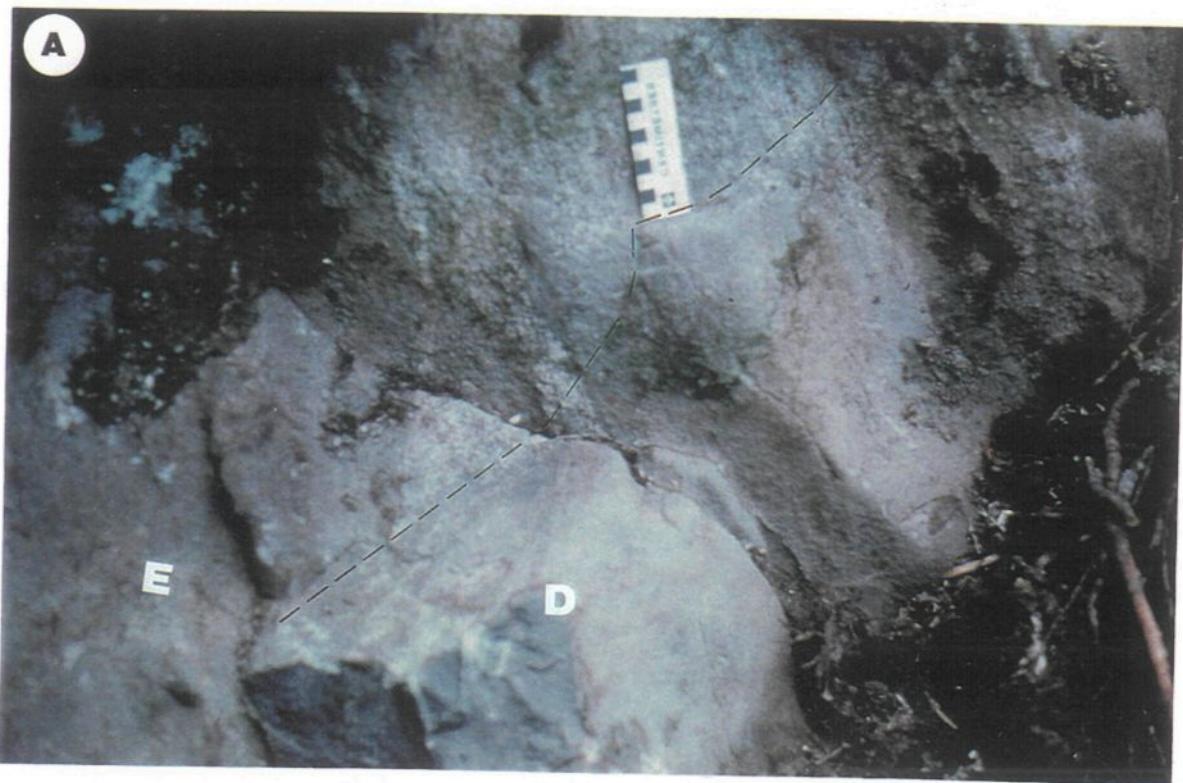


Planche 6

A- Photographie en affleurement montrant le contact entre le dyke de gabbronorite (D) et l'encaissant métagabbronoritique (E).

B- Photomicrographie montrant la texture granulaire du dyke et un phénocristal de plagioclase.



hornéblende verte (5 à 10%), de biotite (< 5%) et de quartz (<5%). L'ilmenite est l'oxyde le plus commun.

Plagioclases

Mégascopiquement, les plagioclases montrent une couleur gris violacée. En lame mince, ces plagioclases, généralement equidimensionnels, présentent une taille de 1 à 7 mm de diamètre. Ils forment un agrégat de grains maclés, partiellement suturés et à extinction roulante. Les plagioclases ont un aspect nébuleux et ils sont entourés d'une mince auréole claire probablement composée d'albite (planche 7-A). L'auréole est en continuité optique avec le cœur du grain et les macles polysynthétiques persistent dans l'auréole. Dans le cas du dyke subsidiaire, la texture est ophitique et les plagioclases sont sous forme de lattes allongées délimitant des espaces occupés par des silicates mafiques. Ces plagioclases sont soit cassés, soit ondulés sous l'effet de la déformation. Par endroits des oikocrists de plagioclase englobent des chadacrists d'orthopyroxène définissant une texture poecilitique (Planche 7-B).

Pyroxènes

Les orthopyroxènes sont représentés par l'hypersthène (25%). Cette dernière, de taille 1 à 4 mm, présente une forme subautomorphe à xénomorphe. Par endroits, elle est altérée et présente des divers degrés d'ouralitisation. Dans la famille des clinopyroxènes,

Planche 7

Photomicrographies en lumière polarisée du dyke gabbronoritique montrant: A- le plagioclase (Pl) entouré d'une mince auréole d'albite, B- Gros cristal de plagioclase (Pl) englobant des petits cristaux de clinopyroxène (Cpx) et d'orthopyroxène (Opx) (éch.Tc-96-157a).

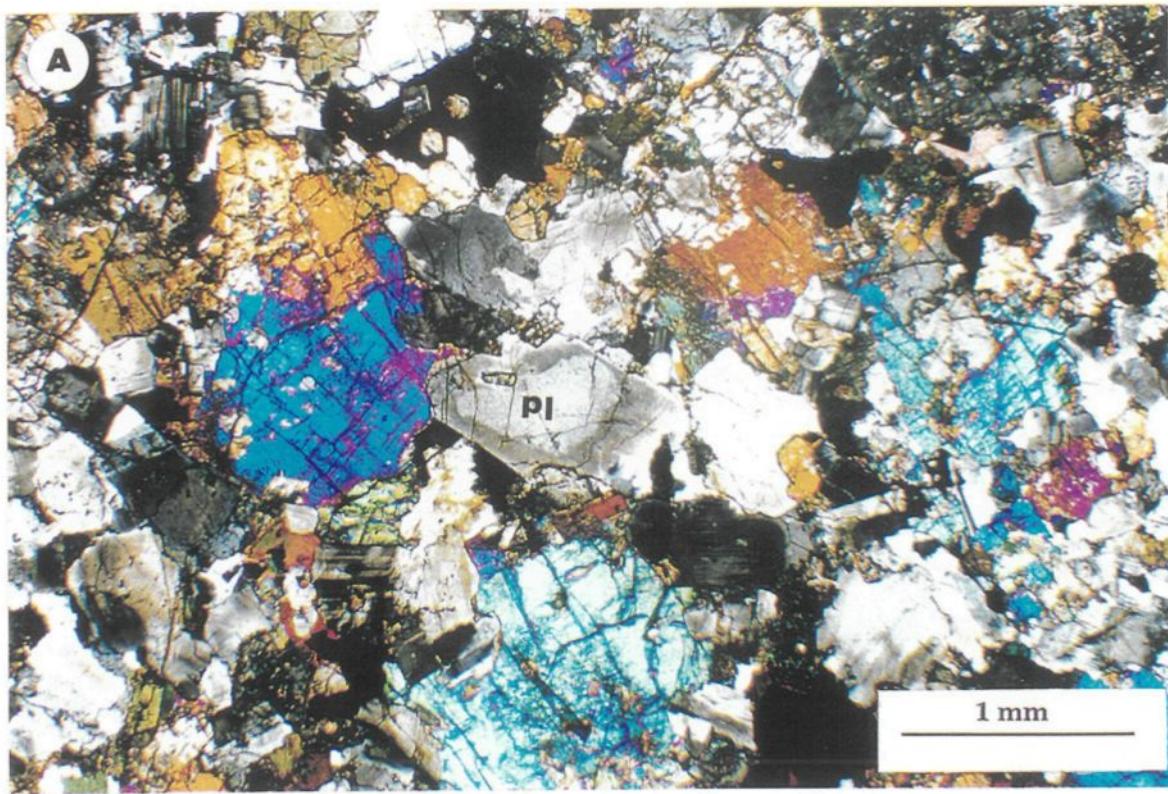
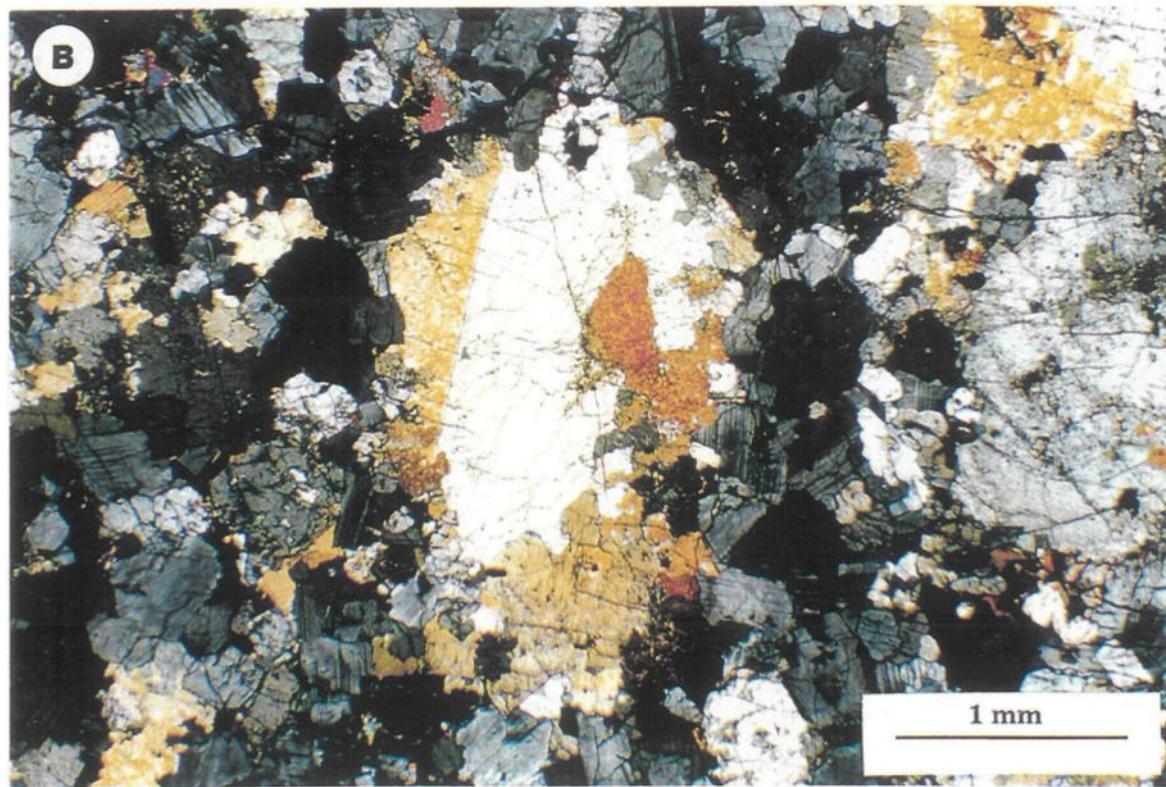
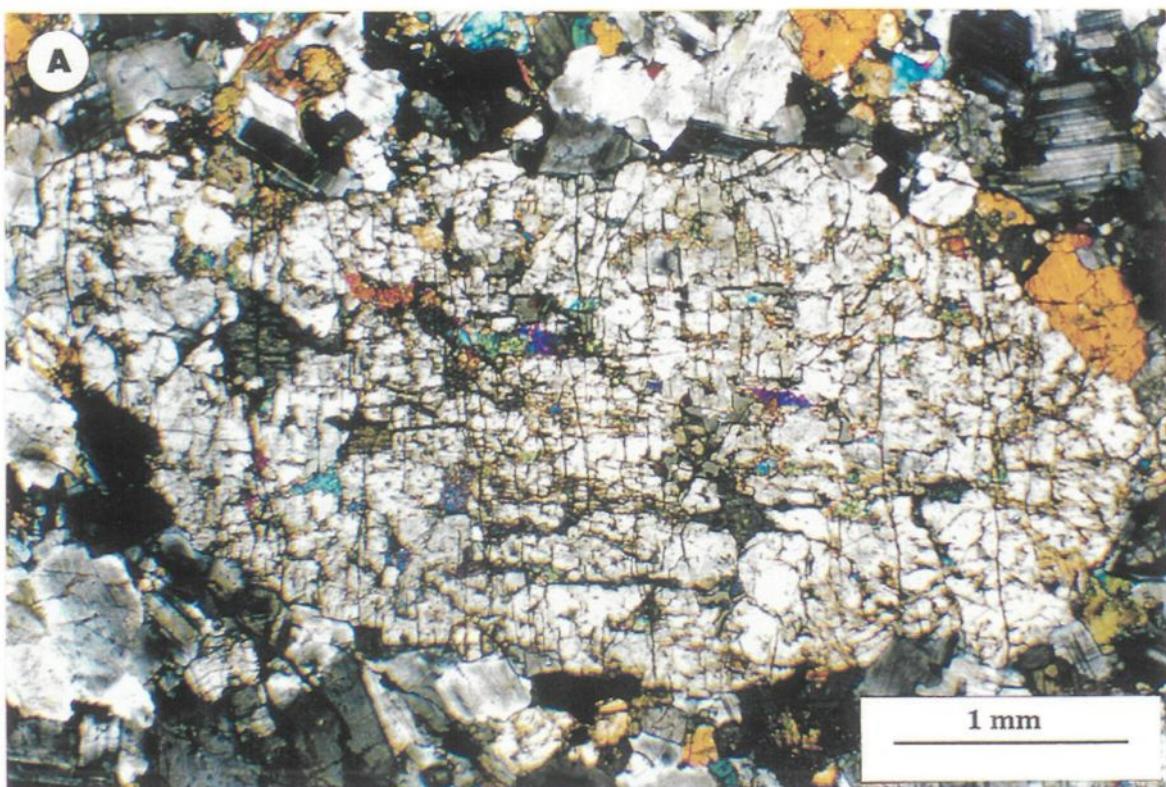


Planche 8

Photomicrographie en lumière polarisée montrant **A**- gros cristal de pigeonite dans une matrice à grains équidimensionnels, **B**- Cristal d'augite maclé.



on trouve l'augite maclé (Planche 8-B), la pigeonite et le diopside (10 à 15%). Les cristaux de pigeonite, de forme subautomorphe à xénomorphe, peuvent atteindre 1 cm de diamètre (planche 8-A). La taille et la forme du minéral suggèrent que les cristaux étaient suspendus dans un magma tranquille où ils ont cristallisés lentement. Le diopside, de taille millimétrique et de forme xénomorphe, se présente sous forme de phase isolée, ou occupe parfois la partie interne de la pigeonite.

Olivine

L'olivine n'a pas été identifiée dans le dyke principal, mais elle est présente dans un dyke subsidiaire (Planche 9-A). L'olivine n'est pas entourée de couronnes (figure 9-B).

Amphibole

La horneblende représente jusqu'à 5 % de la roche. Elle présente une forme subidiomorphe à xénomorphe, et est généralement altérée. Elle remplace d'une façon partielle ou totale les pyroxènes.

Biotite

La biotite (<5%), de forme subidiomorphe à xénomorphe, se développe généralement autour des oxydes opaques. Par endroits, elle englobe de l'ilmenite poecilitique.

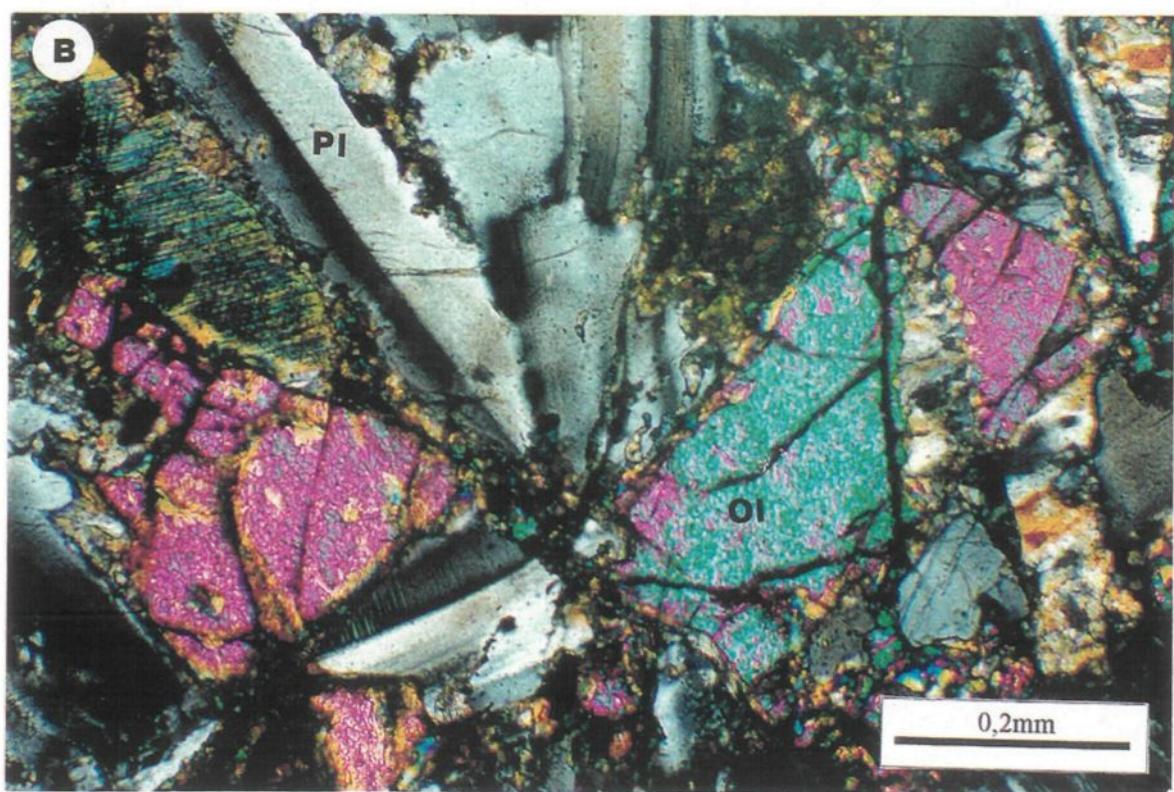
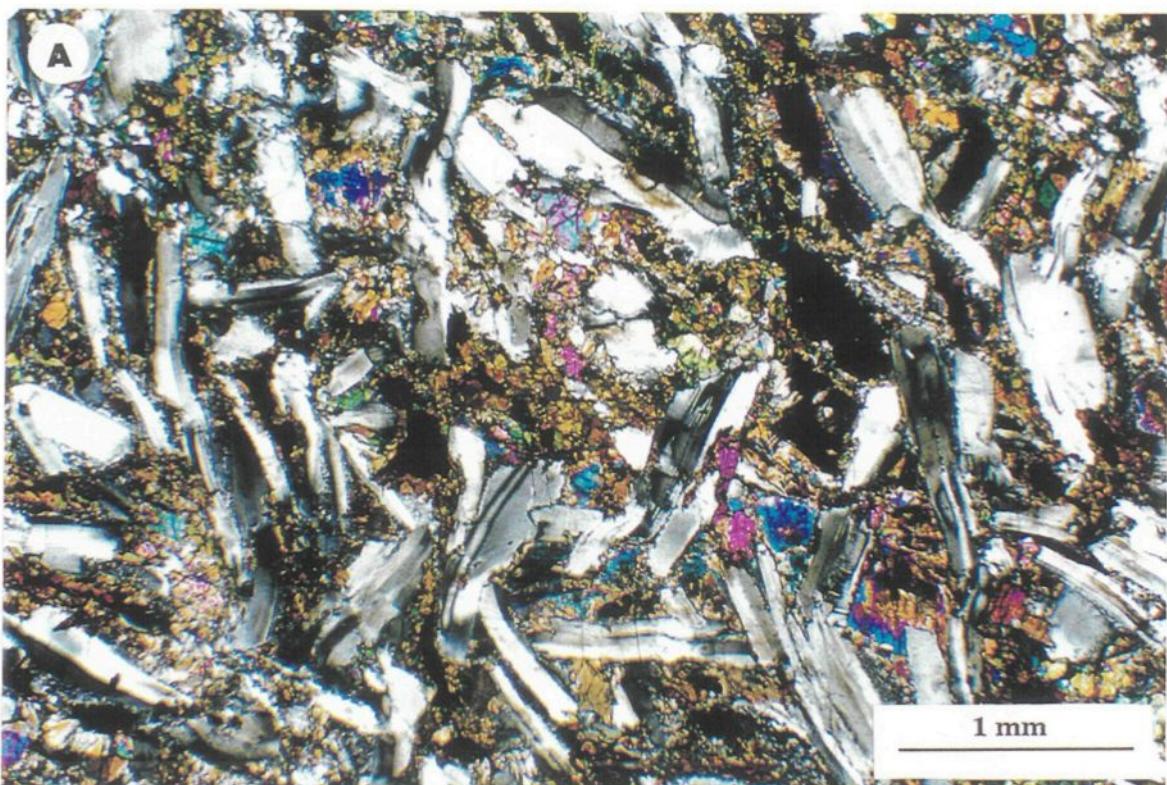
Opaques

Des grains d'ilmenite, de pyrite et de chalcopyrite se trouvent souvent en traces disséminées dans la masse silicatée.

Planche 9

Photomicrographie en lumière polarisée montrant **A-** des agrégats d'olivine et de pyroxène dans les interstices d'un réseau de baguettes de plagioclases (Pl) (éch. Tc-96-289a). **B-**

Cristal d'olivine (Ol) de forme subidiomorphe à xénomorphe.



3.6 Structure bréchique

Le dyke est caractérisé par une structure bréchique remarquable. Cette dernière se manifeste par la présence de fragments anguleux ou arrondis et de taille variée, généralement pluricentimétriques, voire décimétriques, sertis dans une matrice elle-même bréchique. Les fragments millimétriques à pluridécimétriques sont cimentés par un liant fin verdâtre très sombre (planche 10-A).

Un fragment décimétrique de section rectangulaire de quartzite laminé a été observé dans la section centrale du dyke (planche 10-B). Il est isolé du gabbronorite par une pellicule millimétrique de pyrite.

Le dyke de gabbronorite renferme localement des cristaux intratelluriques de plagioclase non déformés, centimétriques (planche 11-A) à décimétriques. Quelques enclaves plurimillimétriques de pyroxénite (planche 12-A) et d'anorthosite (planche 12-B) ont été observées à l'intérieur de ce dyke.

Un dyke subsidiaire de gabbronorite renferme des fragments de composition granitique. Ces derniers présentent une taille millimétrique à centimétrique et une forme anguleuse à arrondie (planche 11-B). Plusieurs de ces fragments sont mylonitiques.

Planche 10

Photographie montrant des enclaves: **A**- de gabbro de taille et de forme variable dans une matrice gabbroïque, **B**- de quartzite de taille décimétrique et de section rectangulaire.

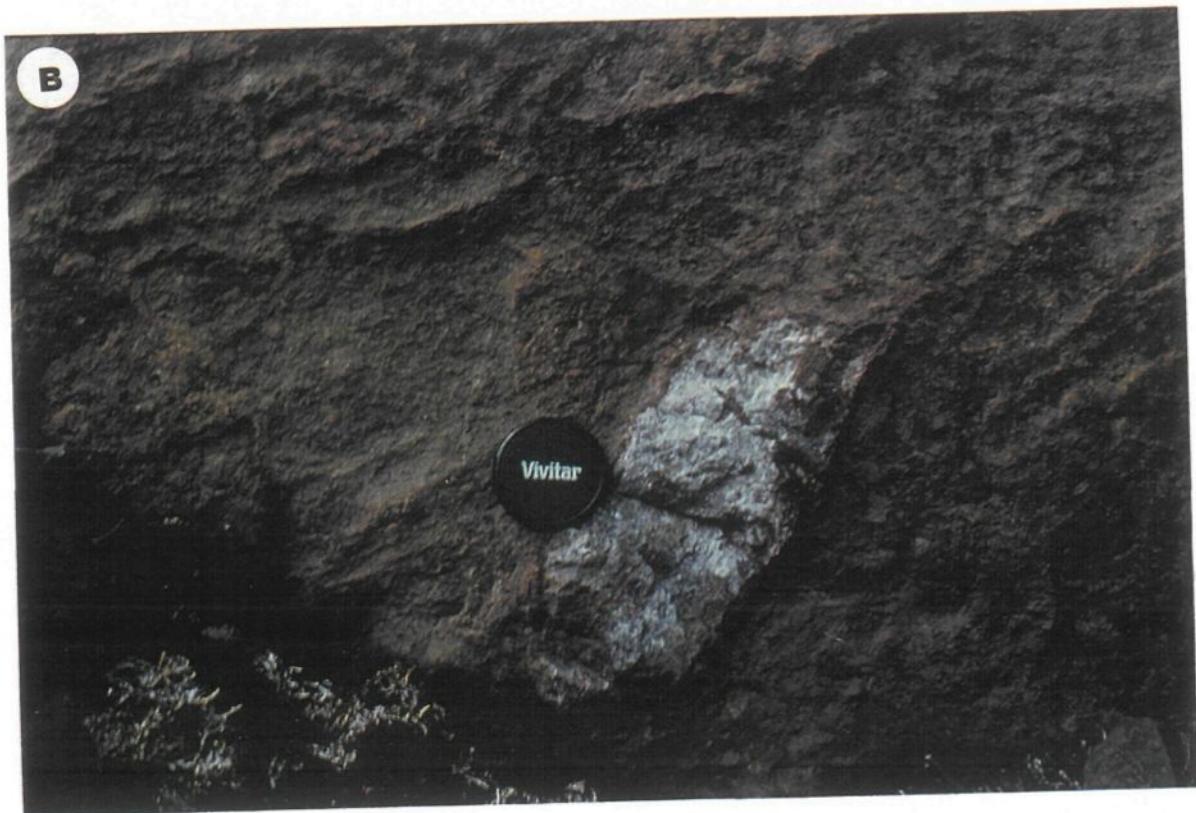


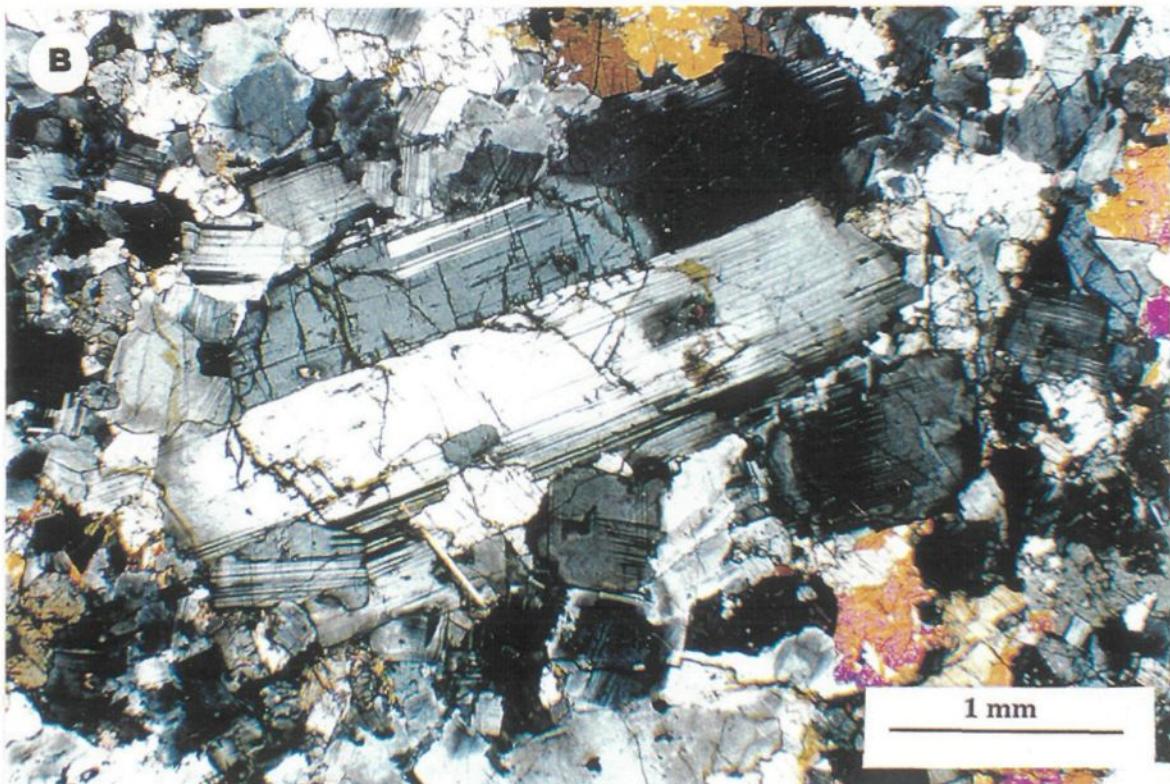
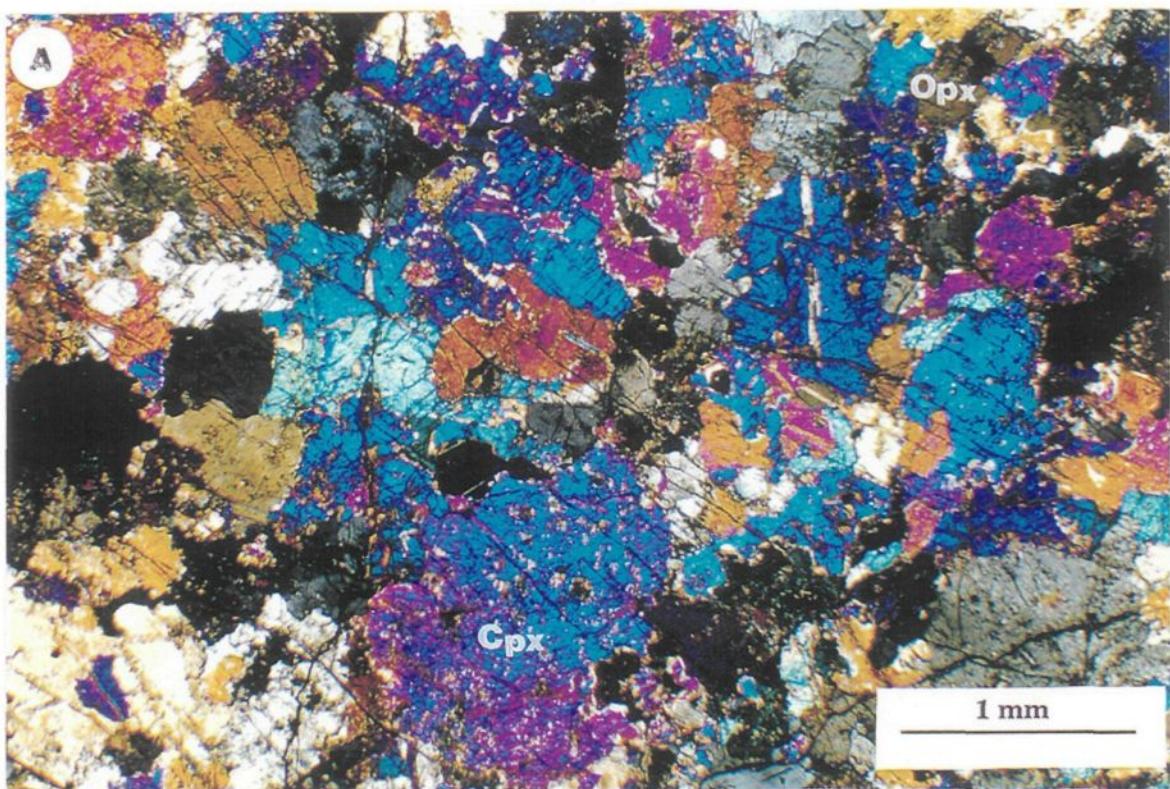
Planche 11

Photographie montrant A- un phénocristal intratellurique de plagioclase (8 cm) non déformé avec des mâcles polysynthétiques visibles à l'œil nu, B- des fragments de granite dont certains sont mylonitiques, de taille et de forme variables.



Planche 12

Photomicrographies en lumière polarisée montrant des enclaves plurimillimétriques A- de pyroxénite et B- d'anorthosite.



Sommaire des observations

L'étude et l'observation pétrographique du dyke gabbronoritique ainsi que des roches encaissantes mafiques et felsiques à l'indice de Lac-Volant ont permis de ressortir les points suivants :

- L'assemblage minéralogique formant le dyke de gabbronorite montre que celui-ci est différencié. Le magma a, par conséquent, fractionné les phases mafiques (olivine et orthopyroxène) dans une chambre magmatique en profondeur.
- La structure bréchique du dyke suggère une mise en place par injections multiples de magma.
- La présence de gros cristaux d'ordre centimétrique (jusqu'à 8 cm) de plagioclase ainsi que d'enclaves de pyroxénite et d'anorthosite indiquent une cristallisation lente d'un magma en profondeur, probablement dans une chambre magmatique.
- La présence locale d'enclaves de métasédiment quartzeux dans le dyke et aussi la présence de paragneiss sulfuré dans le secteur de Lac-Volant indiquent la possibilité de contamination du magma.
- La présence de fragments de granite dans le dyke subsidiaire permet de mettre en évidence la contamination du magma de lac-Volant.
- Le dyke est très peu déformé. La déformation a un caractère cassant. Les plagioclases marquent cette déformation par la présence de cristaux cassés.

3.7 Les sulfures

L'indice de Lac-Volant se trouve près de l'intersection d'un linéament NNE-SSO avec un linéament N-S. L'indice est associé à un dyke de gabbronorite qui recoupe les métagabbronorites granulitiques du Complexe de Matamec. L'indice consiste en des zones à sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. Ces sulfures sont repartis en deux zones (planche 13-A) identifiées dans cette étude comme étant:

La zone de la vallée (Planche 13-B): Elle est constituée uniquement de sulfures massifs. Cette zone forme une butte d'environ 2m de haut et approximativement circulaire de 23 m (direction NE-SO) par 28 m (direction NO-SE).

La zone du dyke: Cette zone est constituée de sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. Ces sulfures sont portés par un dyke de gabbronorite orienté NE-SO. L'épaisseur de ce dernier varie d'environ 25 m près de la zone minéralisée à quelques mètres plus au NE dans sa partie stérile. La minéralisation massive et disséminée s'étend sur une distance d'environ 300 m. L'augmentation de l'épaisseur près de la zone de sulfures massifs peut avoir une importance sur l'accumulation des sulfures massifs. L'amas de sulfures massifs est d'environ 75 m de long et de 4 à 10 m de large, et il est orienté subparallèlement au dyke de gabbronorite.

Planche 13

Photographies montrant: **A-** la zone du dyke (D) et la zone de la vallée (V) dans le secteur de Lac-Volant. **B-** la zone de la vallée de forme circulaire.



3.7.1 Les sulfures massifs (planche 14)

La minéralogie des trois corps de sulfures massifs (figure 2.4) est similaire. Ces sulfures sont caractérisés essentiellement par la pyrrhotite comme phase principale, accompagnée de pentlandite généralement transformée en bravoïte, de chalcopyrite, et de pyrite généralement englobée par de la chalcopyrite. La magnétite se présente en quantité importante. La galène est généralement en trace dans le sulfure massif.

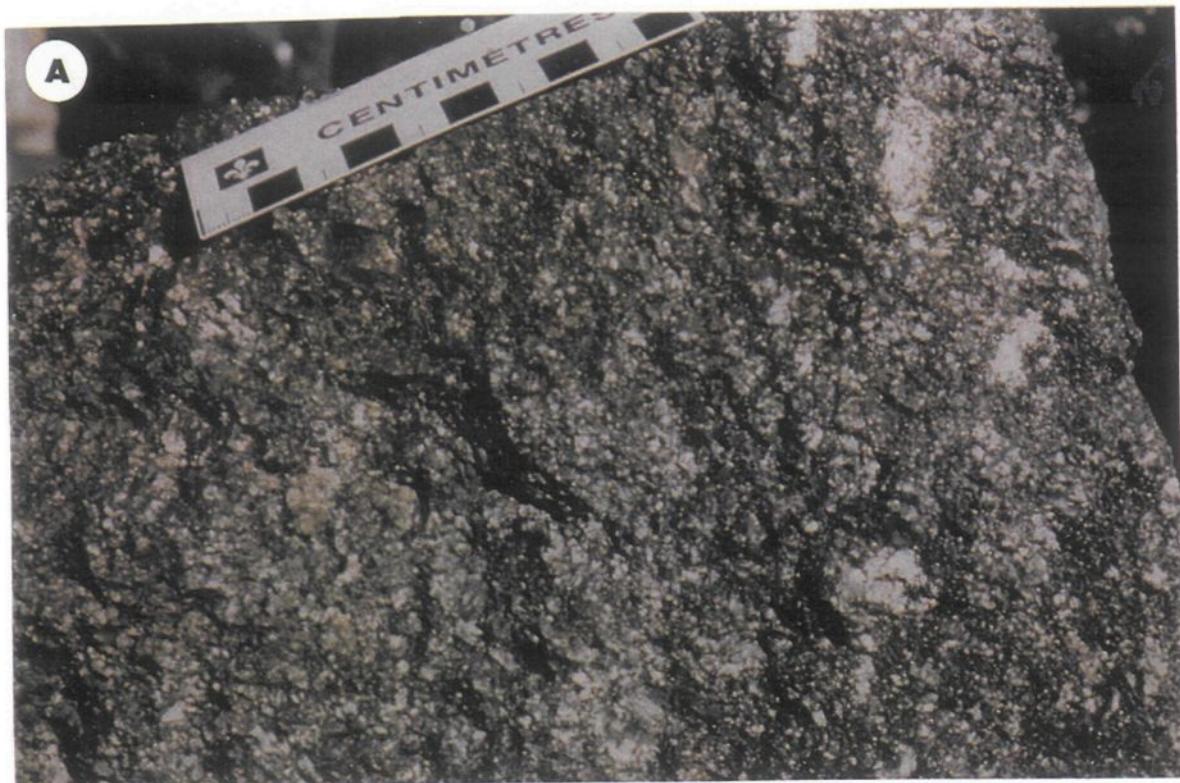
Les descriptions sont d'ordre microscopique et macroscopique et l'estimation des proportions des espèces minéralisées dans les sulfures massifs, matriciels et disséminés a été définie à partir des observations en lame-polie.

Pyrrhotite (Fe_{1-x}S)

La pyrrhotite est le minéral prédominant dans le mineraï massif. Elle constitue de 75 à 80% des sulfures massifs. La taille des cristaux est d'ordre centimétrique à décimétrique pour atteindre localement plus de 20 cm. La pyrrhotite présente une texture poecilitique englobant la plupart des phases. Les cristaux sont généralement fracturés avec un clivage fléchi. Par endroits, ces cristaux présentent une extinction ondulante. Dans les dépôts de Ni (Pikwe, Strathcona, Voisey's Bay), on distingue deux types de pyrrhotite: hexagonale (Fe_9S_{10}) ou monoclinique (Fe_7S_8).

Planche 14

Photographie montrant: A- la texture massive des sulfures de Lac-Volant, B- une surface polie de sulfures massifs avec pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) et pyrite (Py). La pièce de monnaie est 10 cents.



Les auteurs montrent que la pyrrhotite monoclinique est appauvrie en Ni par rapport à la pyrrhotite hexagonale.

Les résultats d'analyse à la microsonde électronique des grains de pyrrhotite dans les sulfures massifs de Lac-Volant montrent que la pyrrhotite est monoclinique (Fe_7S_8) (tableau 3.1-b). Les grains contiennent parfois des traces de Ni, Co et Cu.

Chalcopyrite

La chalcopyrite représente 5 à 10% des sulfures massifs. Elle se présente en amas irréguliers millimétriques et pluricentimétriques. Les cristaux sont généralement de forme xénomorphe. Par endroits la chalcopyrite est sous forme de veines logées dans des fractures développées dans les sulfures massifs. Ces veines sont parfois rectilignes mais généralement irrégulières (planche 14). La chalcopyrite est généralement associée à la pyrrhotite avec le développement de la pentlandite intersticielle. Ce type de texture est commun dans les sulfures massifs de Voisey's Bay (planche 15). Les amas de chalcopyrite développent des contacts irréguliers et englobent par endroits de la pyrrhotite (planche 16-A). Cette texture suggère un remplacement de la pyrrhotite (planche 16-B). La chalcopyrite développe souvent une texture poecilitique en englobant des cristaux idioblastiques de pyrite, de magnétite et de pyrrhotite. La composition minéralogique montre une stœchiométrie constante (tableau 3.1-a). Des teneurs faibles en Ni et en Zn sont souvent enregistrées.

Tableau 3.1: Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant**a) Chalcopyrite**

Échantillon:	Tc-290	Tc-290	Tc-290	Tc-291	Tc-291	SM-B1	SMB-1
Type de roche	SM*	SM	SM	SM	SM	SM	SM
Nbre analyses	1	2	3	1	2	1	2
S %	38,01	35,4	35,01	35,14	35,05	34,79	35,41
Fe %	28,85	31,37	30,56	30,44	30,75	30,42	30,43
Cu %	33,14	33,83	33,48	34,46	34,11	34,43	34,17
Total %	100	100,6	99,05	100,04	99,91	99,64	100,01
Proportions atomiques							
S	1,19	1,10	1,09	1,10	1,09	1,09	1,10
Fe	0,52	0,56	0,55	0,54	0,55	0,54	0,54
Cu	0,52	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54
total	2,22	2,20	2,17	2,18	2,18	2,17	2,19
Proportions atomiques sur une base de 2 atomes de soufre.							
S	2	2	2	2	2	2	2
Fe	0,87	1,02	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99
Cu	0,88	0,96	0,96	0,99	0,98	1,00	0,97
total	3,75	3,98	3,97	3,98	3,99	4,00	3,96

SM*: sulfures massif.

Tableau 3.1: Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant (suite).**a) Chalcopyrite**

Échantillon:	SMB-1	SMB1	SMB1	Tc-127-1	Tc-127-1	Tc-124a	Tc-320
Type de roche	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM
Nbre analyses	3	4	5	1	2	1	1
S %	35,05	34,95	35,12	35,83	36,1	34,06	35,18
Fe %	30,57	31,15	30,63	31,04	30,94	31,48	34,25
Cu %	34,38	33,9	34,25	34,4	35,2	34,69	30,91
Total %	100	100	100	101,27	102,24	100,23	100,34
Proportions atomiques							
S	1,09	1,09	1,10	1,12	1,13	1,1	1,1
Fe	0,55	0,56	0,55	0,56	0,55	0,61	0,61
Cu	0,54	0,53	0,54	0,54	0,55	0,49	0,49
total	2,18	2,18	2,18	2,21	2,23	2,2	2,2
Proportions atomiques sur une base de 2 atomes de soufre.							
S	2	2	2	2	2	2	2
Fe	1,00	1,02	1,00	0,99	0,98	1,12	1,12
Cu	0,99	0,98	0,98	0,97	0,98	0,89	0,89
total	3,99	4,00	3,99	3,96	3,97	4,01	4,01

Tableau 3.1 (suite): Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant

b) Pyrrhotite

Échantillon:	Tc-290	Tc-290	Tc-290	Tc-290	Tc-290	Tc-291	Tc-291	Tc-291	Tc-127
Type de roche	SM								
Nbre analyses	1	2	3	4	5	1	2	3	1
S %	40,02	40,42	39,97	40,3	39,87	40,15	41,13	39,61	40,71
Fe %	58,37	59,25	59,08	58,83	59,19	59,07	58,82	60,02	59,63
Ni %	0,92	0,65	0,83	0,81	0,94	0	0,01	0,02	1,04
Cu %	0,3	0	0	0	0	0,28	0	0,34	0
Total %	99,61	100,32	99,88	99,94	100	99,5	99,96	99,99	101,38
Proportions atomiques									
S	1,25	1,26	1,25	1,26	1,24	1,25	1,28	1,24	1,27
Fe	1,05	1,06	1,06	1,05	1,06	1,06	1,05	1,07	1,07
Ni	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Proportions atomiques sur une base de 8 atomes de soufre.									
S	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Fe	6,70	6,73	6,79	6,70	6,82	6,76	6,57	6,96	6,73
Ni	0,10	0,07	0,09	0,09	0,10	0,00	0,00	0,00	0,11
Cu	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
Total	14,83	14,80	14,88	14,79	14,92	14,78	14,57	15,00	14,84

Tableau 3.1 (suite): Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant.

b) Pyrrhotite

Échantillon:	Tc-127	SMb1	SMb1	SMb1	SMb2	292-B	292-B	124-A	Tc-314
Type de roche	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM
Nbre analyses	2	1	2	3	1	1	2	1	1
S %	40,88	39,77	40,21	40,05	40,6	54,92	39,66	38,65	38,74
Fe %	60,13	59,36	58,43	59,49	58,78	45,36	53,4	60,86	60,15
Ni %	1,12	0,63	0,64	0,46	0,61	0	6,6	0,99	0,95
Cu %	0,5	0	0	0	0	0	0,34	0	0
Total %	102,63	99,76	99,28	100	99,99	100,28	100	100,5	99,84
Proportions atomiques									
S	1,28	1,24	1,25	1,25	1,27	1,71	1,24	1,21	1,21
Fe	1,08	1,06	1,05	1,07	1,05	0,81	0,96	1,09	1,08
Ni	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,11	0,02	0,02
Cu	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0	0
Proportions atomiques sur une base de 8 atomes de soufre.									
S	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Fe	6,75	6,85	6,67	6,82	6,65	3,79	6,18	7,23	7,13
Ni	0,12	0,07	0,07	0,05	0,07	0,00	0,73	0	0
Cu	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0	0
Total	14,92	14,92	14,74	14,87	14,71	11,79	14,94	15,23	15,13

Tableau 3.1(suite): Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant

c) Pentlandite

Échantillon	SM-B-12	SMB1-2	SM-B-13	Tc-290	Tc-291	Tc-291	SMB1-1	SMB1-3
Type de roche	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM	SM
Nbre analyses	1	2		1	1	2	1	1
S %	41,31	43,28	43,52	41,6	43,7	37,61	43,38	45,17
Fe %	30,29	29,79	31,23	28,47	24,82	21,54	27	27,14
Ni %	25,6	24,69	22,78	27,37	29,55	38,18	27,74	25,75
Co %	1,36	1,64	1,56	1,46	1,19	1,74	1,54	1,52
Cu %	1,44	0,6	0,91	1,1	0,74	0,94	0,34	0,42
Total %	100	100	100	100	100	100,01	100	100
Proportions atomiques								
S	1,29	1,36	1,36	1,30	1,36	1,17	1,35	1,41
Fe	0,54	0,56	0,56	0,51	0,44	0,39	0,48	0,49
Ni	0,44	0,39	0,39	0,47	0,50	0,65	0,47	0,44
Co	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Cu	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Proportions atomiques sur une base de 8 atomes de soufre.								
S	8	8	8	8	8	8	8	8
Fe	3,37	3,30	3,30	3,14	2,61	2,63	2,86	2,76
Ni	2,71	2,29	2,29	2,87	2,95	4,44	2,79	2,49
Co	0,14	0,16	0,16	0,15	0,12	0,20	0,15	0,15
Cu	0,14	0,08	0,08	0,11	0,07	0,10	0,03	0,04
Total	14,36	13,82	13,82	14,28	13,75	15,37	13,84	13,43

Tableau 3.1(suite): Composition chimique des phases sulfurées de Lac-Volant.**d) Pyrite**

Échantillon:	SMB-1-1	SMB1-2	SMB1-2	Tc-290	Tc-290	Tc-290
Type de roche	SM	SM	SM	SM	SM	SM
Nbre d'analyses	1	1	2	1	2	3
Fe %	44,64	45,47	45,39	45,74	44,61	44,6
S %	53,88	54,53	54,22	54,71	54,25	54,12
Co %	0,39	0	0,16	0,65	0,55	1,18
Cu %	0	0	0,27	0	0	0
Total %	98,91	100	100,04	101,1	99,41	99,9
Proportions atomiques						
S	1,68	1,70	1,69	1,71	1,69	1,69
Fe	0,80	0,81	0,81	0,82	0,80	0,80
Co	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Proportions atomiques sur une base de 2 atomes de soufre.						
S	2	2	2	2	2	2
Fe	0,95	0,96	0,96	0,96	0,94	0,02
Co	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Cu	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	2,96	2,96	2,97	2,97	2,96	2,05

Planche 15

Échantillon en provenance de Voisey's Bay au Labrador.

Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la chalcopyrite (Cp) associée à la pyrrhotite (Po) avec développement de la pentlandite (Pn) dans les sulfures de Voisey's Bay.

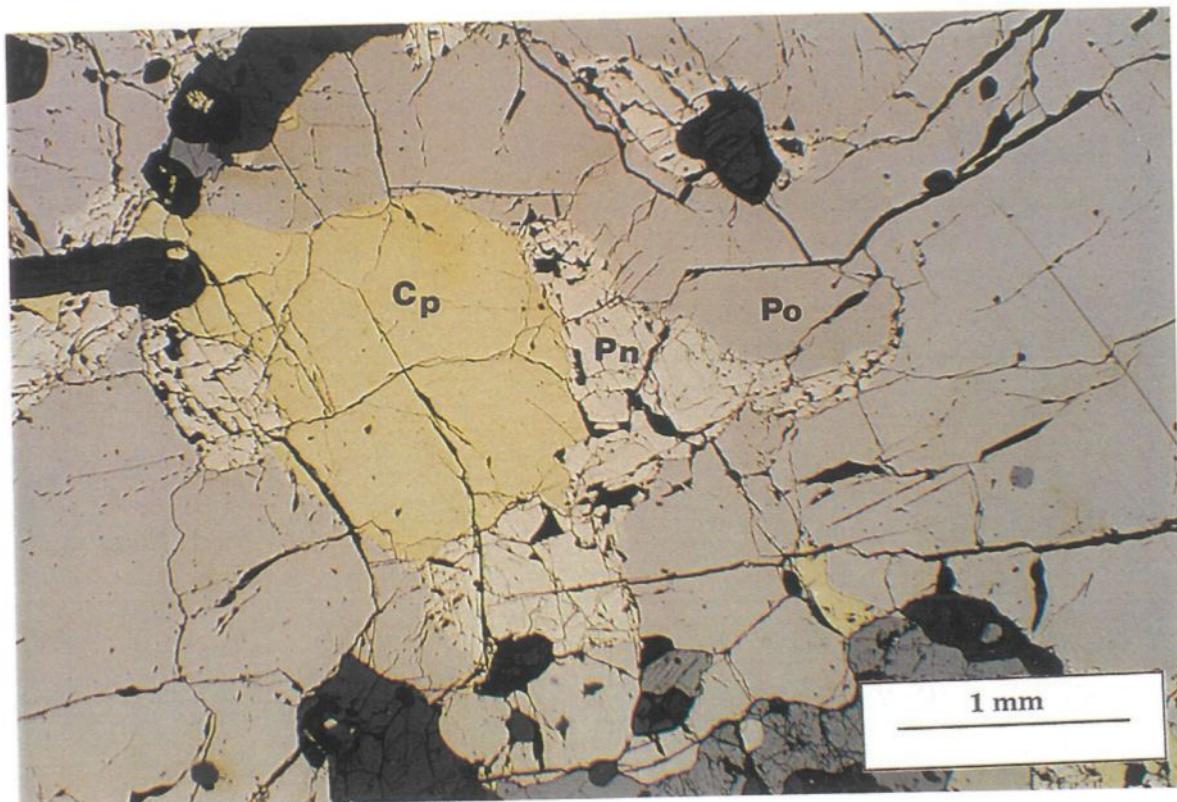
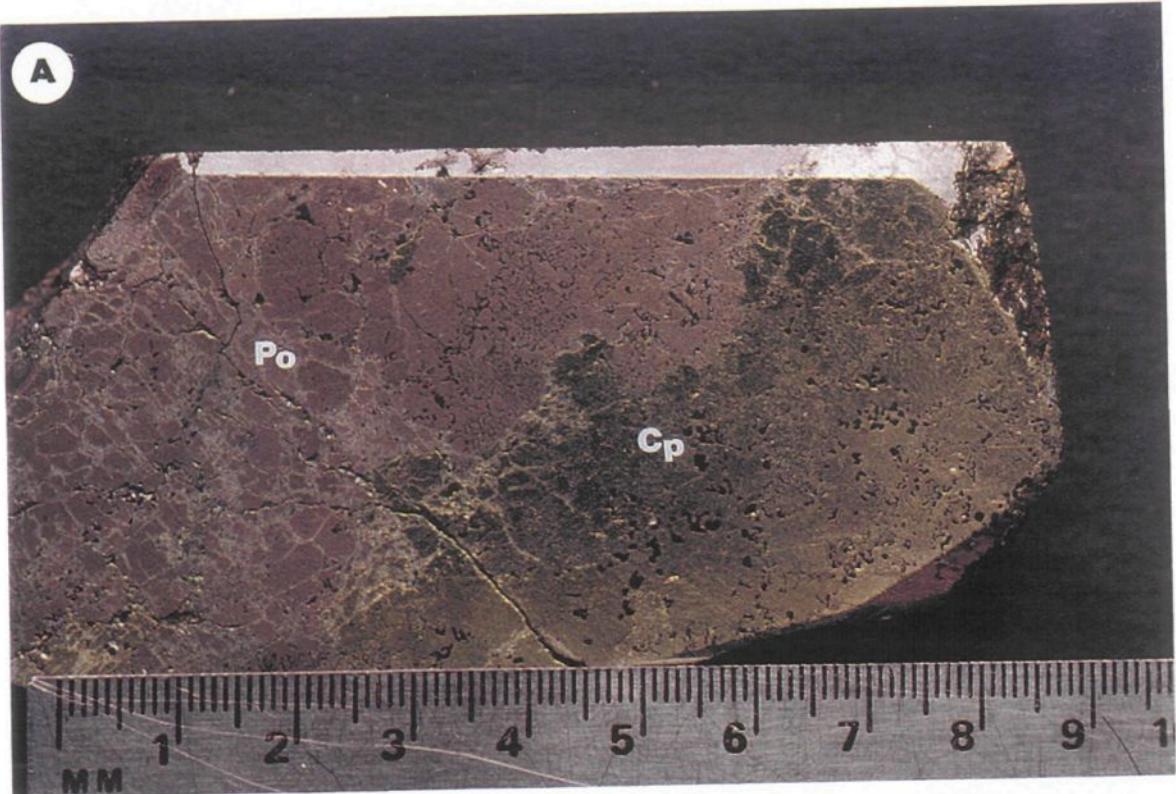


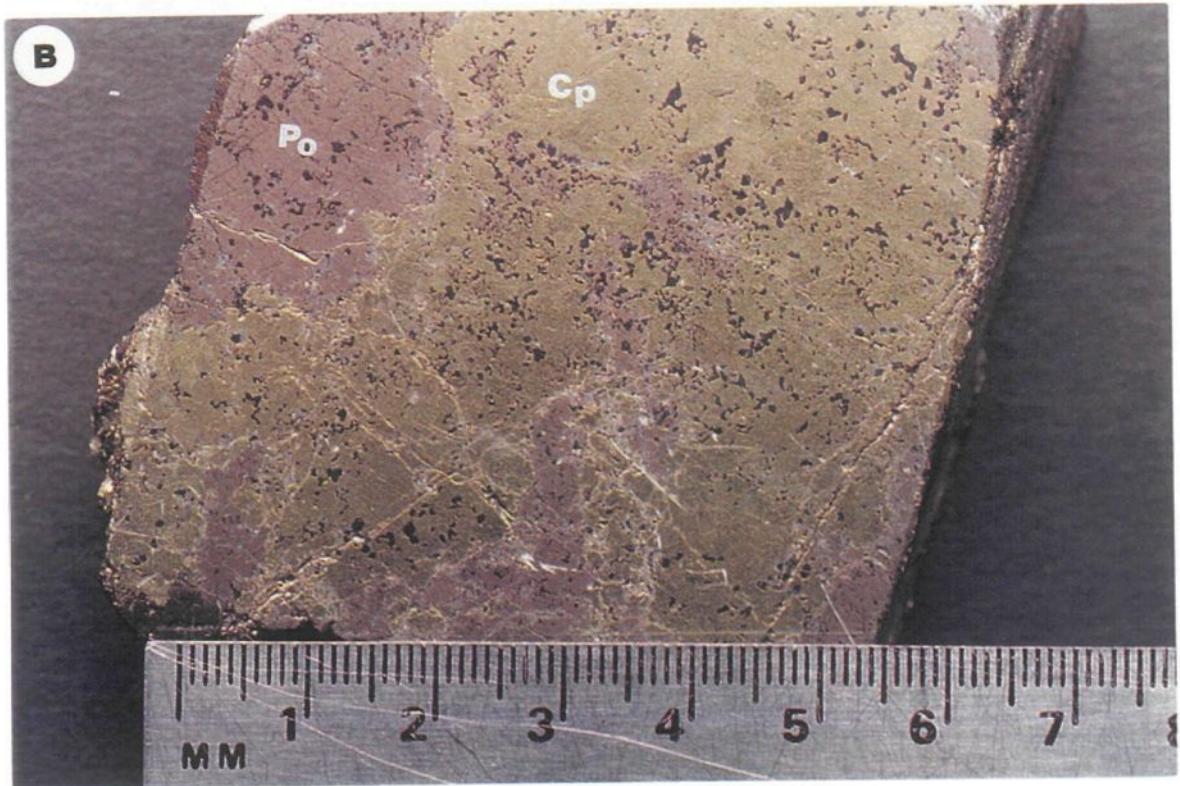
Planche 16

Photographie montrant A- le contact irrégulier de l'amas de chalcopyrite (Cp) avec la pyrrhotite (Po), B- la chalcopyrite englobant la pyrrhotite. Les taches noires représentent de la magnétite en intercroissance avec la pyrrhotite.

A



B



Pentlandite

La pentlandite constitue entre 5 à 8% des sulfures massifs. Elle est généralement transformée en bravoïte (figure 3.1). Cette dernière se présente soit sous forme d'amas de taille millimétrique à centimétrique soit en chaînes occupant les fractures développées à l'intérieur de la pyrrhotite (planche 17-B). Ces fractures sont dues soit à la déformation soit à la contraction thermique. Cette pentlandite peut être le résultat d'une mobilisation tardive. Par endroits on observe des cristaux idiomorphes à subidiomorphes de bravoïte (planche 17-A). La position des échantillons dans le champ de bravoïte (figure 3.2) peut être le résultat d'une perte de nickel et de fer. L'échantillon le plus proche du pôle pyrite (figure 3.2) peut être expliqué par un apport du soufre.

Dans certains dépôts de Ni comme Sudbury, Canada (Naldrett, 1984), Noril'sk, (Genkin et al, 1973), la pentlandite se présente en flamme. Cette texture rend difficile l'extraction du nickel. Au Lac-Volant comme à Voisey's Bay la pentlandite est rarement en flamme (planche 18). Cette dernière est développée à l'intérieur de la pyrrhotite et est interprétée comme le résultat d'exsolution.

Les résultats analytiques de la microsonde électronique sur des grains de pentlandite montrent une composition assez variable (tableau 3.1-c). Les teneurs en Ni s'étendent sur un intervalle de 23 à 38% (tableau 3.1-c).

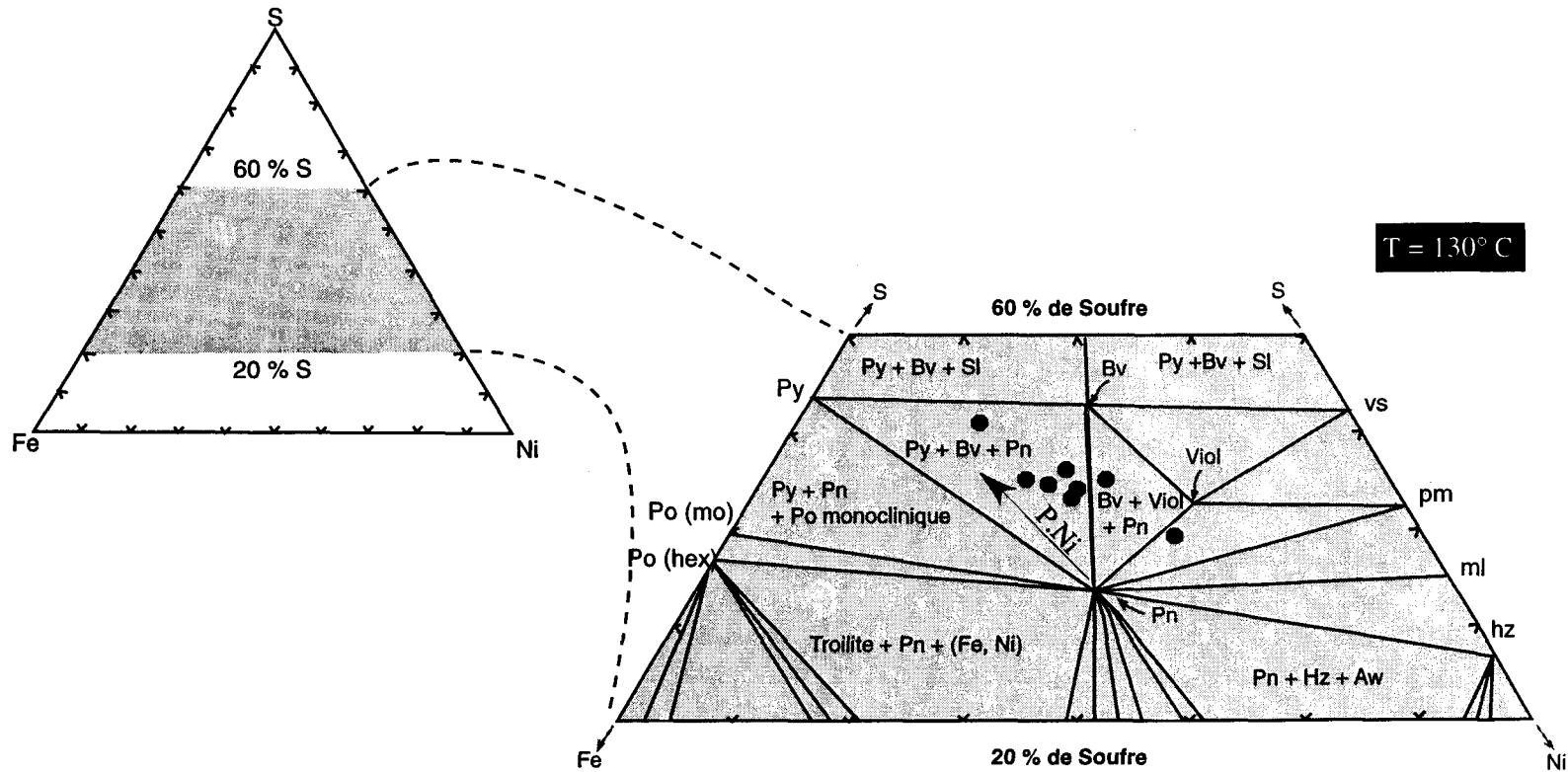


Figure 3.1: Diagramme de Kullerud et al (1969) montrant la position des échantillons dans les champs de la bravoïte (Bv) et de la violarite (Viol). Pyrite (Py), Pyrrhotite (Po), monoclinique (mo), hexagonale (hex), millerite (ml), polydymite (pm), vaesite (vs). P.Ni, perte de nickel.

Planche17

Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la bravoïte (Bv) soit sous forme A-idiomorphe (la bravoïte épouse la forme de la pentlandite avec une diminution de volume), soit B- en chaines occupant les fractures dans la pyrrhotite (Po).

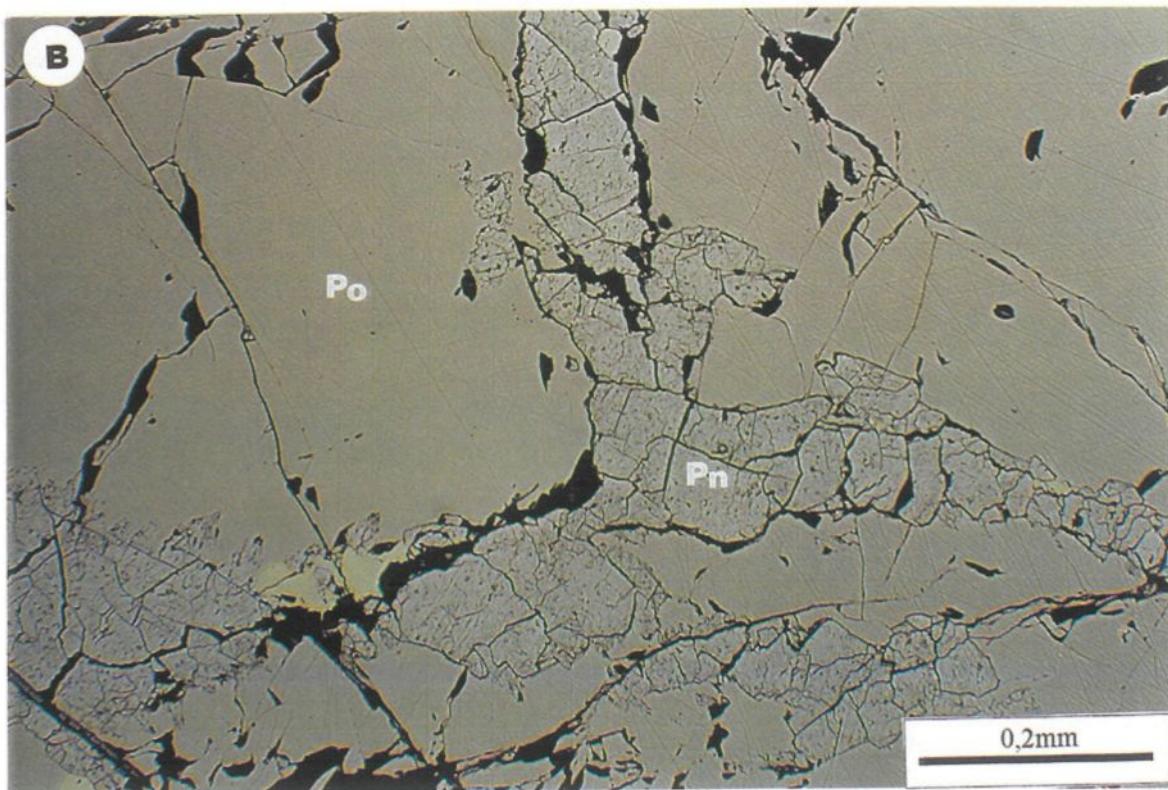
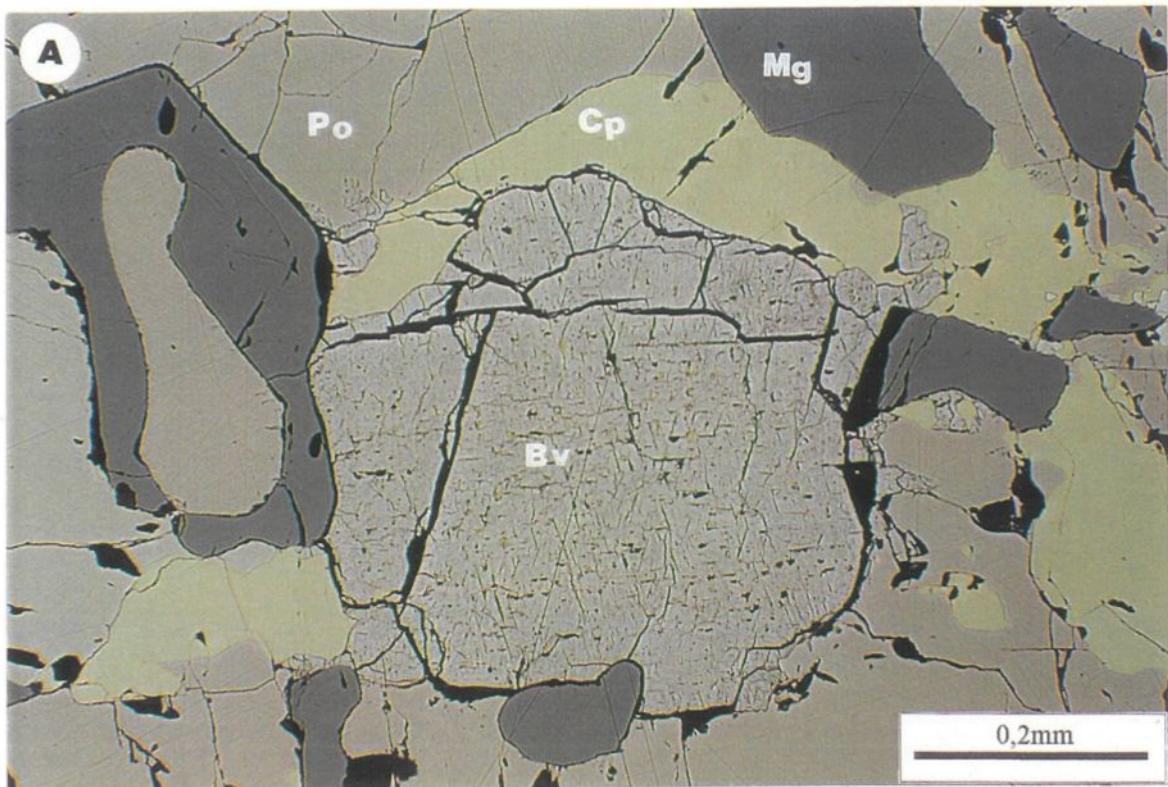
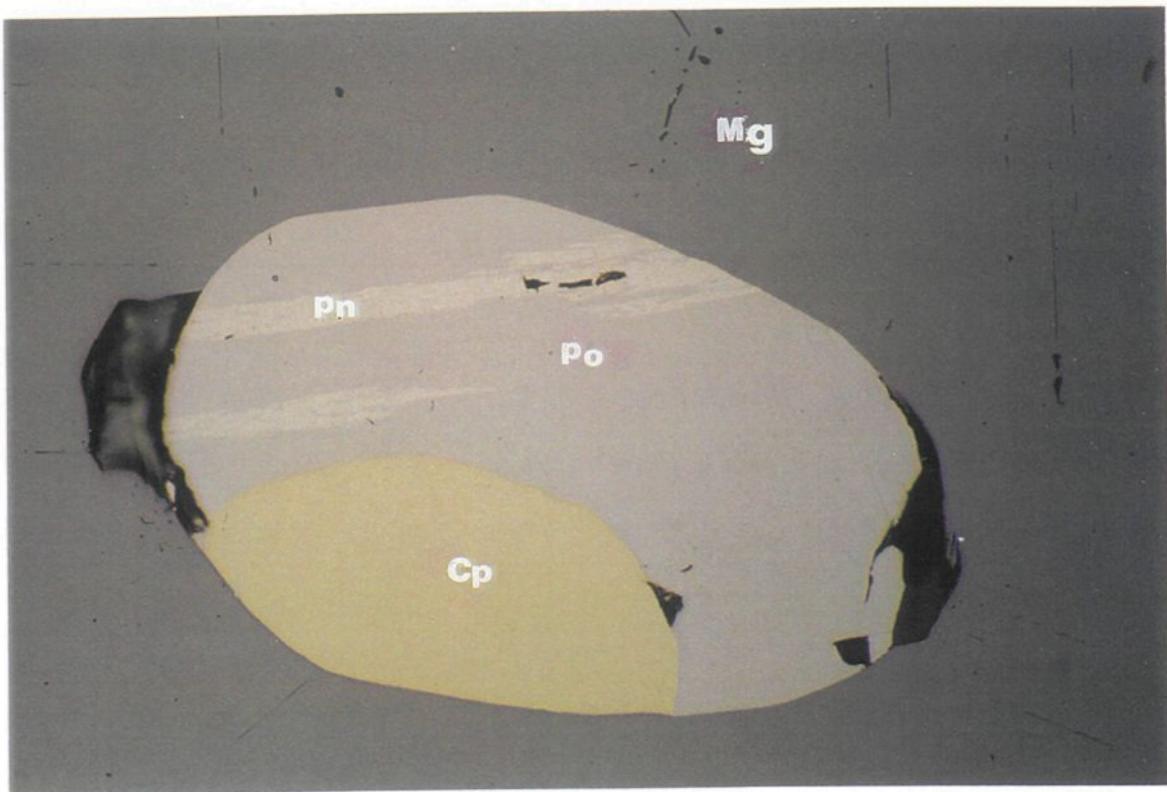


Planche 18

Photographie en lumière réfléchie montrant la pentlandite (Pn) en flamme dans un globule de sulfures (pyrrhotite (Po) + chalcopyrite (Cp)) piégé dans la magnétite (Mg). La photo est de longueur 1 mm.



Magnétite

La magnétite est présente en quantité importante (5 à 10%) dans la masse sulfurée. La magnétite forme de petits amas amiboïdes et arrondis. La taille est submillimétrique à millimétrique. La magnétite est généralement disséminée dans la pyrrhotite et dans la chalcopyrite (planche 16). Dans le mineraï massif, on observe parfois des amas sous forme de gouttelettes de pyrrhotite, de chalcopyrite et de pentlandite en inclusion dans les cristaux de magnétite. Cette texture suggère une cristallisation de la magnétite à partir du liquide de sulfures. Une telle texture est magmatique selon Lightfoot et al (1984).

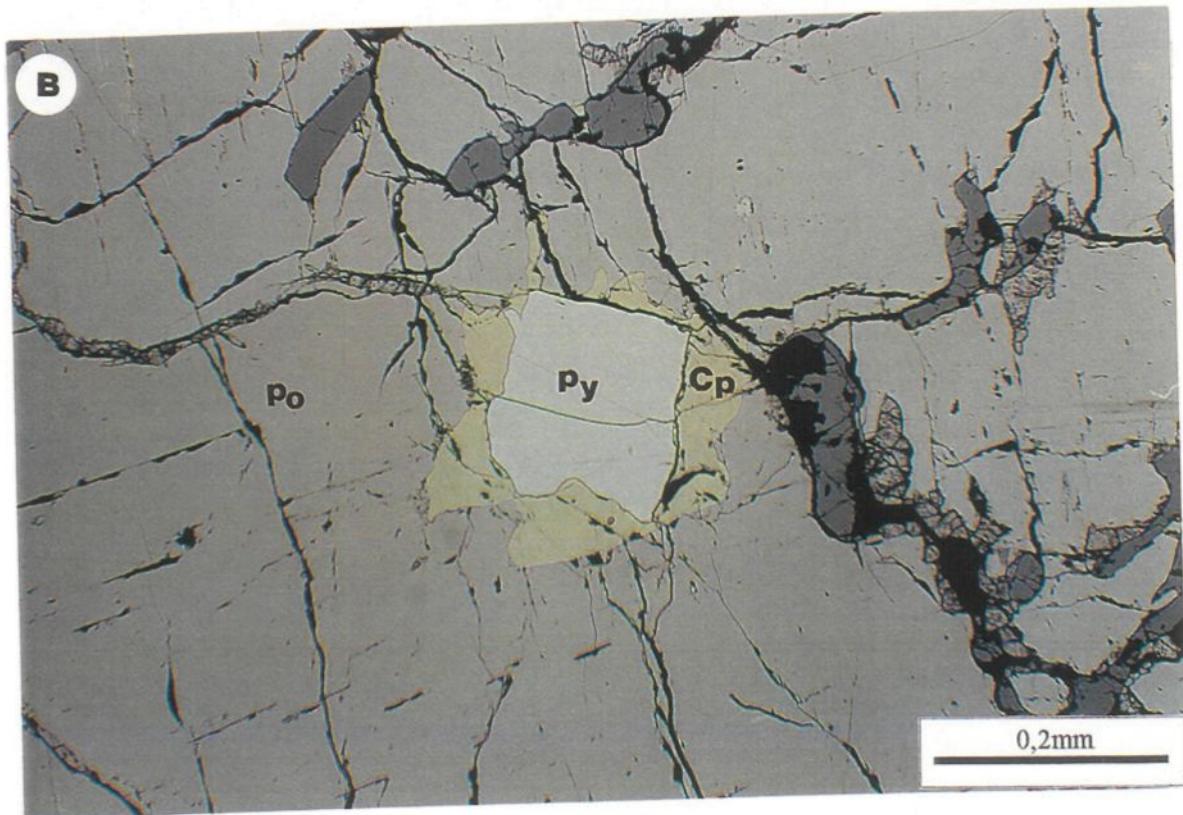
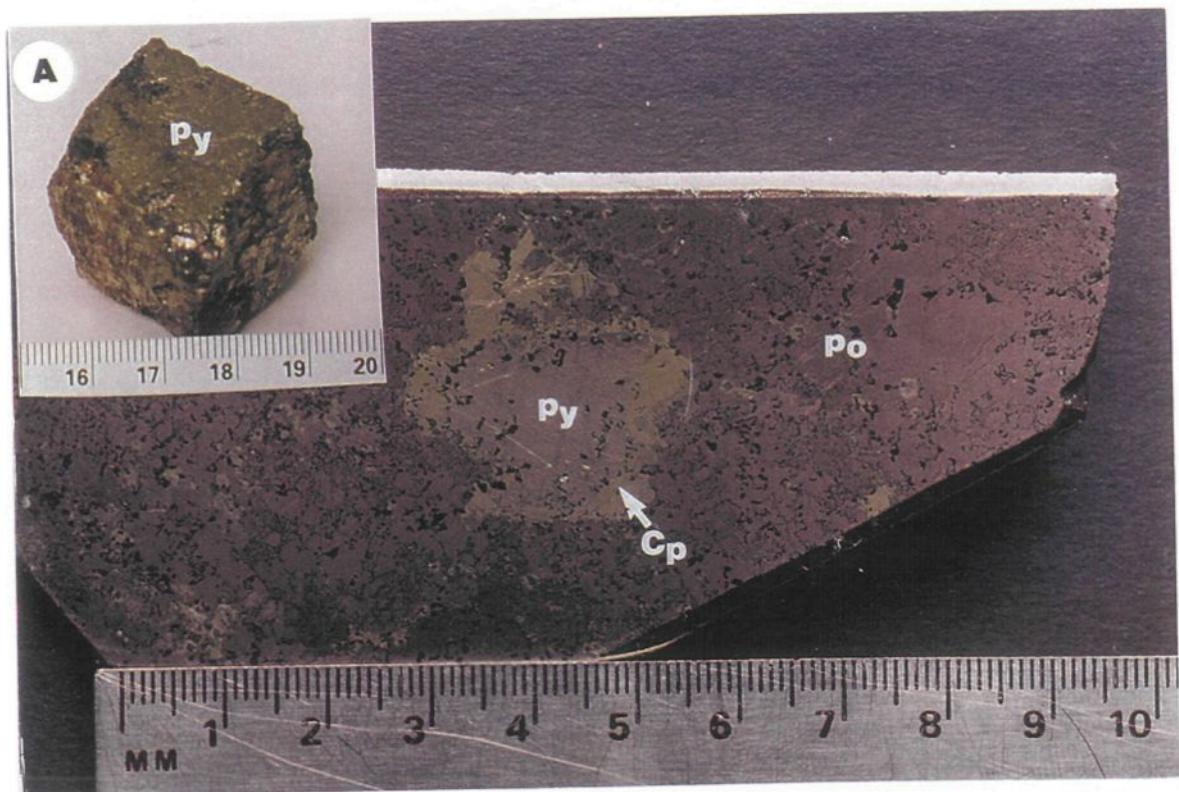
Pyrite

La pyrite représente une proportion des sulfures massifs inférieure à 5%. Elle présente une forme idiomorphe à subidiomorphe. La taille des cristaux est millimétrique à pluricentimétrique (planche 19-A). Elle est généralement englobée par les amas de chalcopyrite (planche 19-A et 19-B). Trois mécanismes peuvent produire la pyrite: i) l'oxydation de la pyrrhotite où la pyrrhotite oxydée peut libérer son soufre et son fer, ce qui va favoriser la formation de la magnétite et de la pyrite; ii) la réaction de la pyrrhotite avec du soufre d'origine externe qui peut être introduit après que la pentlandite a commencé à se séparer; où iii) la pyrrhotite peut réagir à de basses températures avec un liquide riche en soufre pour former de la pyrite (Naldrett et Gasparini, 1971). L'association étroite de la

Planche 19

A- Photographie montrant un cube de pyrite (en haut et à gauche) de taille centimétrique ainsi que de la pyrite (Py) englobée par la chalcopyrite (Cp) dans une masse de pyrrhotite (Po). Les amas noirs représentent de la magnétite.

B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la pyrite (Py) englobée par la chalcopyrite (Cp) dans la pyrrhotite (Po) fracturée.



pyrite avec la chalcopyrite suggère l'apport d'un liquide riche en soufre et en Cuivre et par conséquent une formation de la pyrite par les deux dernières hypothèses signalées ci-dessus. La présence de la pyrite au centre de la chalcopyrite peut être expliquée par la différence de température de recristallisation ou de refroidissement.

Galène

La galène est généralement en trace dans la masse sulfurée. Elle se présente soit en grains disséminés et associés à la pyrite (planche 20-A), soit en grains subidiomorphes à xénomorphes dans des veines de chalcopyrite (planche 20-B).

3.7.2 Les sulfures disséminés et semi-massifs (planche 21-A)

Ces sulfures représentent plus de 70 % des sulfures de Lac-Volant. Les sulfures occupent les interstices délimités par les phases silicatées (planche 21-A, 21-B). La pyrrhotite constitue la phase principale constituant plus de 85% de la masse sulfurée. Elle présente une forme xénomorphe et elle est généralement fracturée. La chalcopyrite forme 5% de la masse sulfurée. Elle présente une forme xénomorphe et poecilitique englobant par endroits de la pyrite. La pentlandite (<5%) est généralement altérée en bravoïte. Cette dernière occupe les fractures développées dans la pyrrhotite. La magnétite et l'ilmenite forment de 3 à 5% de la masse opaque. Par endroits les sulfures disséminés sont recoupés par des veinules de pyrrhotite et de chalcopyrite.

Planche 20

A- Photomicrographie montrant de la galène (Ga) xénomorphe avec le clivage caractéristique dans une veine de chalcopyrite (Cp).

B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la galène disséminée dans la pyrrhotite (Po).

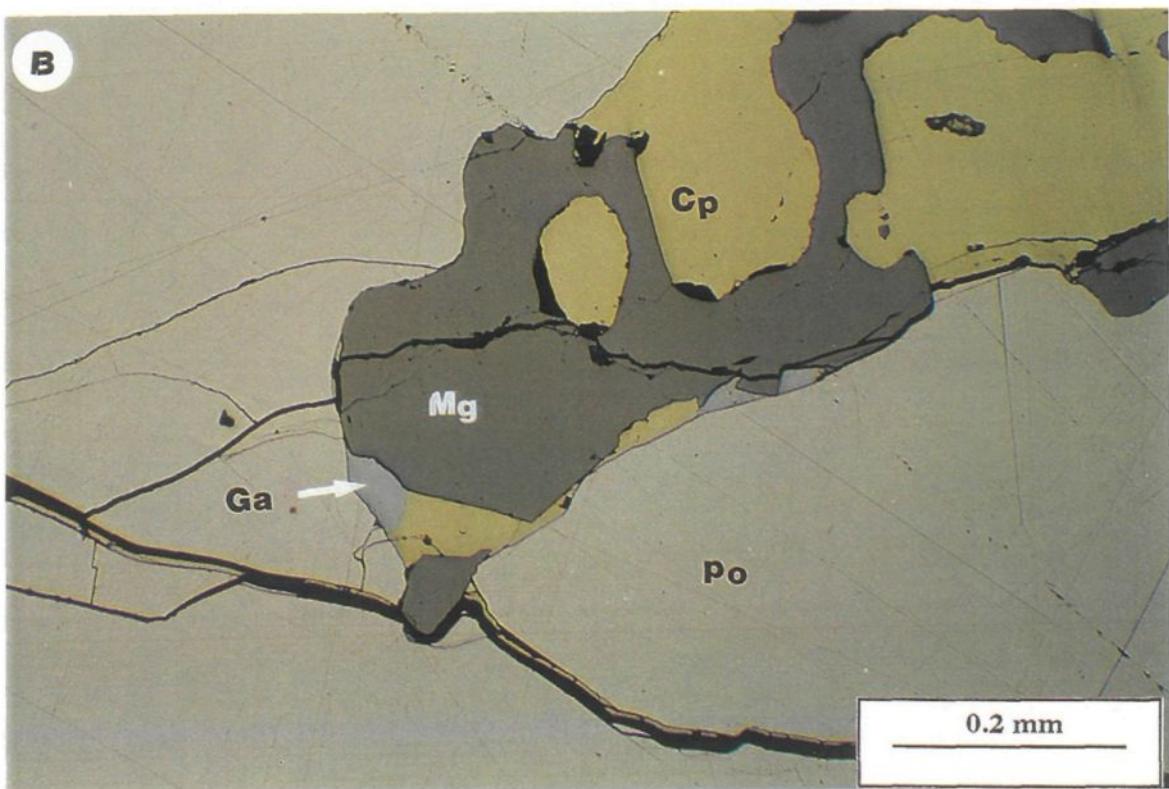
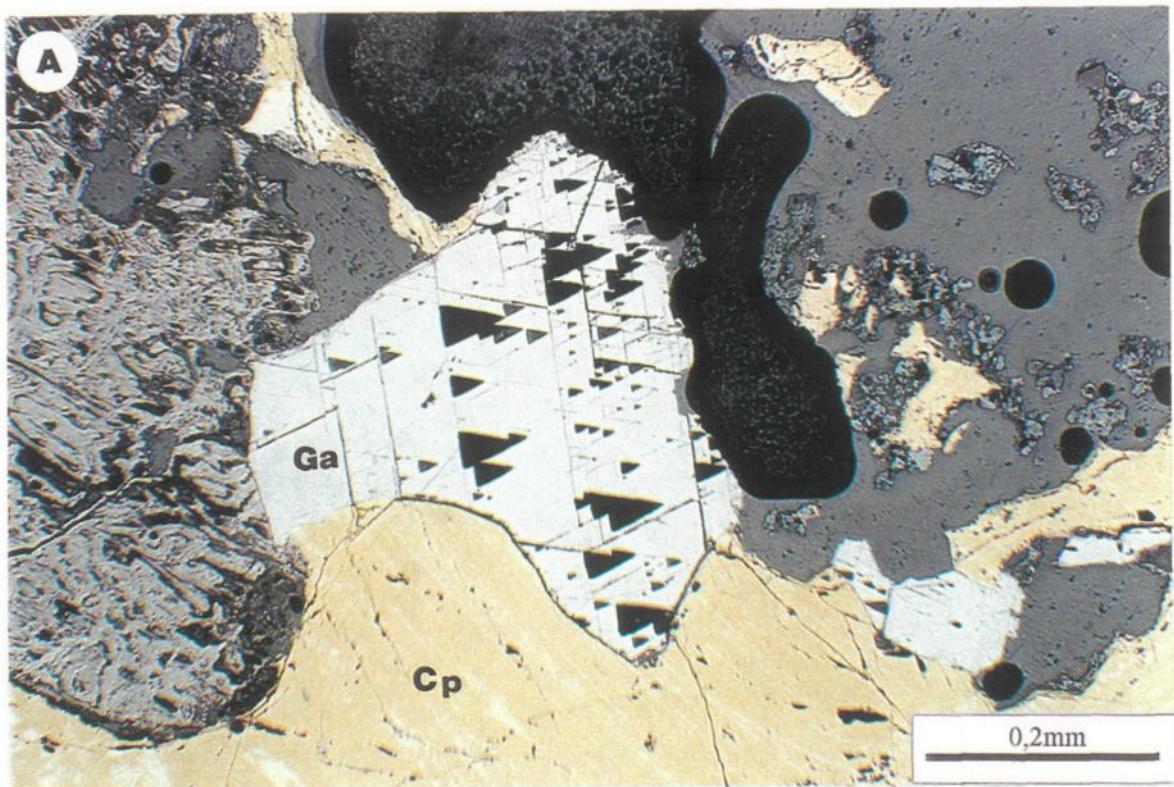
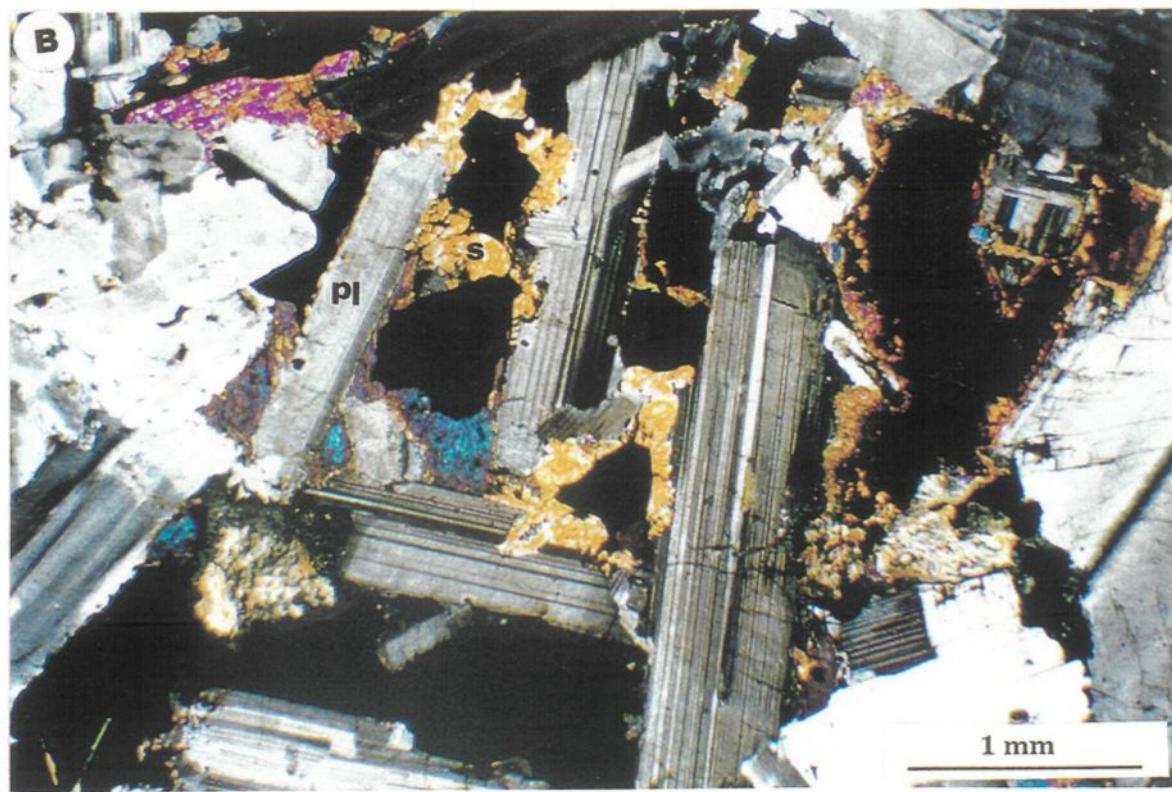
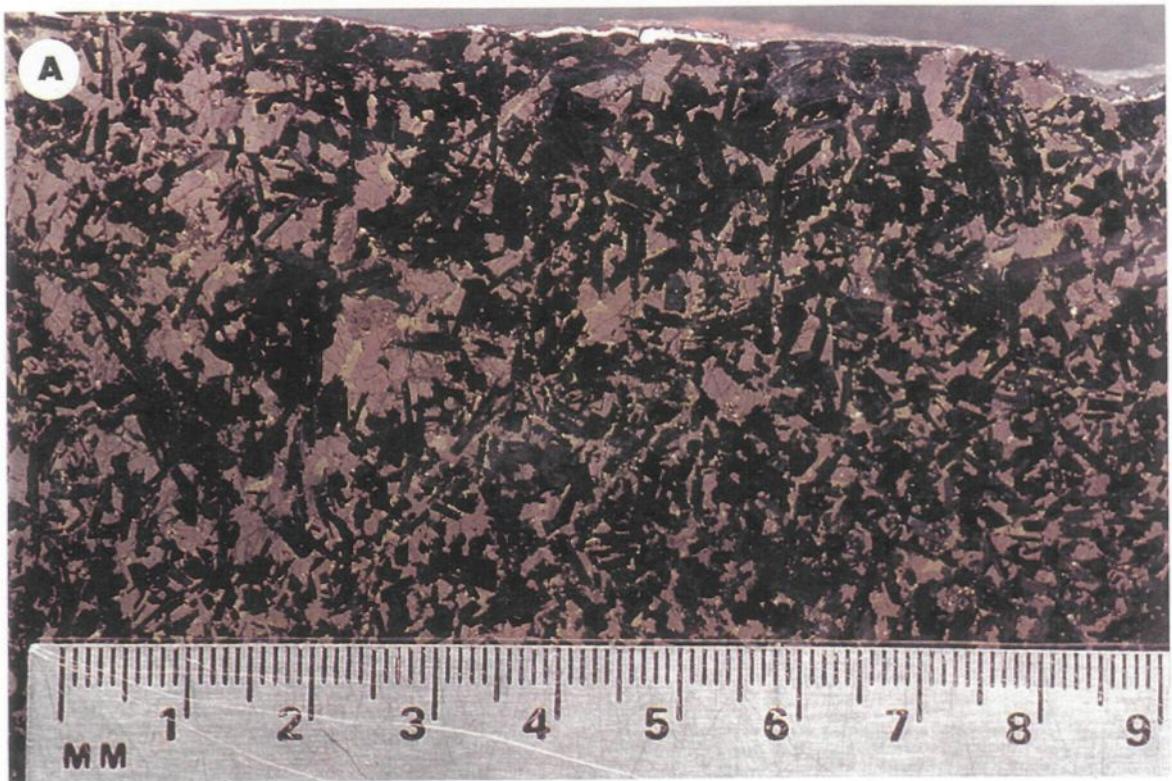


Planche 21

A- Photographie montrant la texture matricielle des sulfures semi-massifs dans le dyke gabbronoritique de Lac-Volant.

B- Photomicrographie en lumière polarisée montrant les sulfures qui occupent les interstices des silicates mafiques. Les plagioclases (Pl) sont corrodés et scapolitisés (S).



Des amas globulaires de sulfure (planche 22-B) accompagnent les sulfures disséminés. Ces amas sont formés essentiellement de la pyrrhotite. Ils peuvent représenter des gouttelettes de liquide sulfuré piégées lors de la cristallisation des silicates (Naldrett, 1981). Ces gouttelettes impliquent des processus d'immissibilité entre un liquide silicaté et un liquide sulfuré.

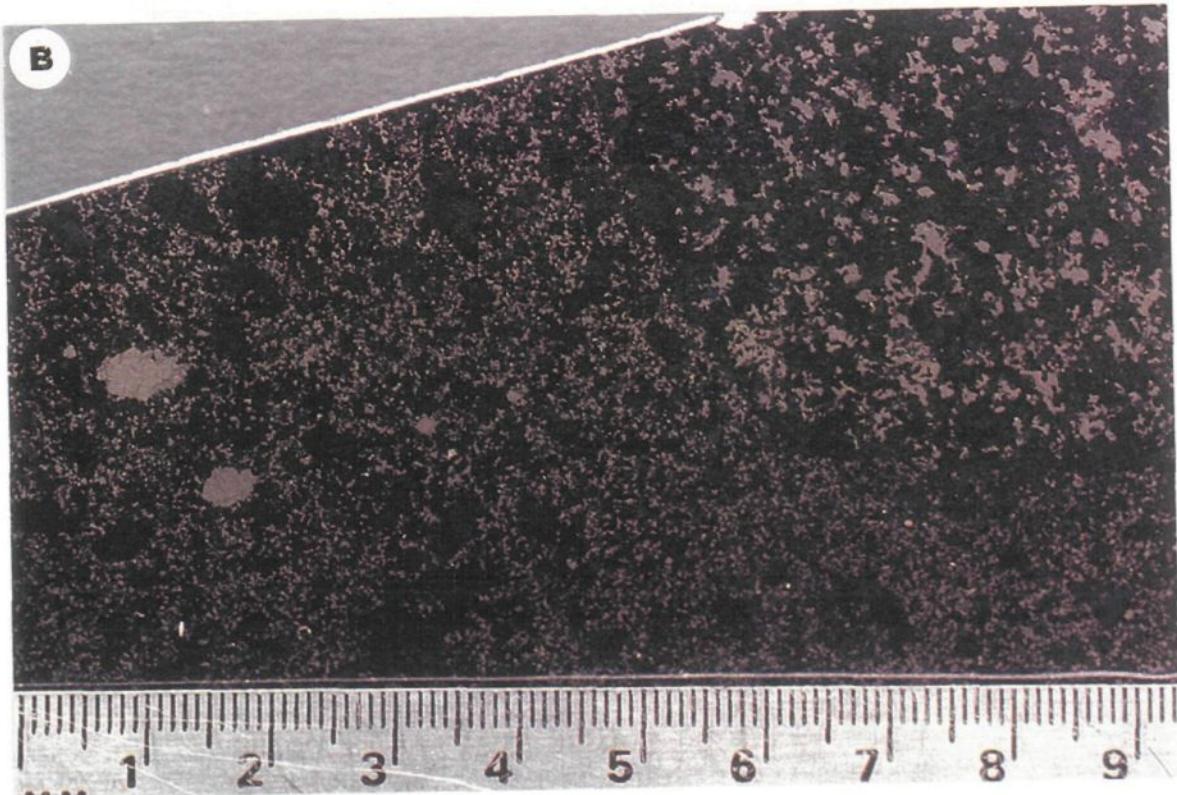
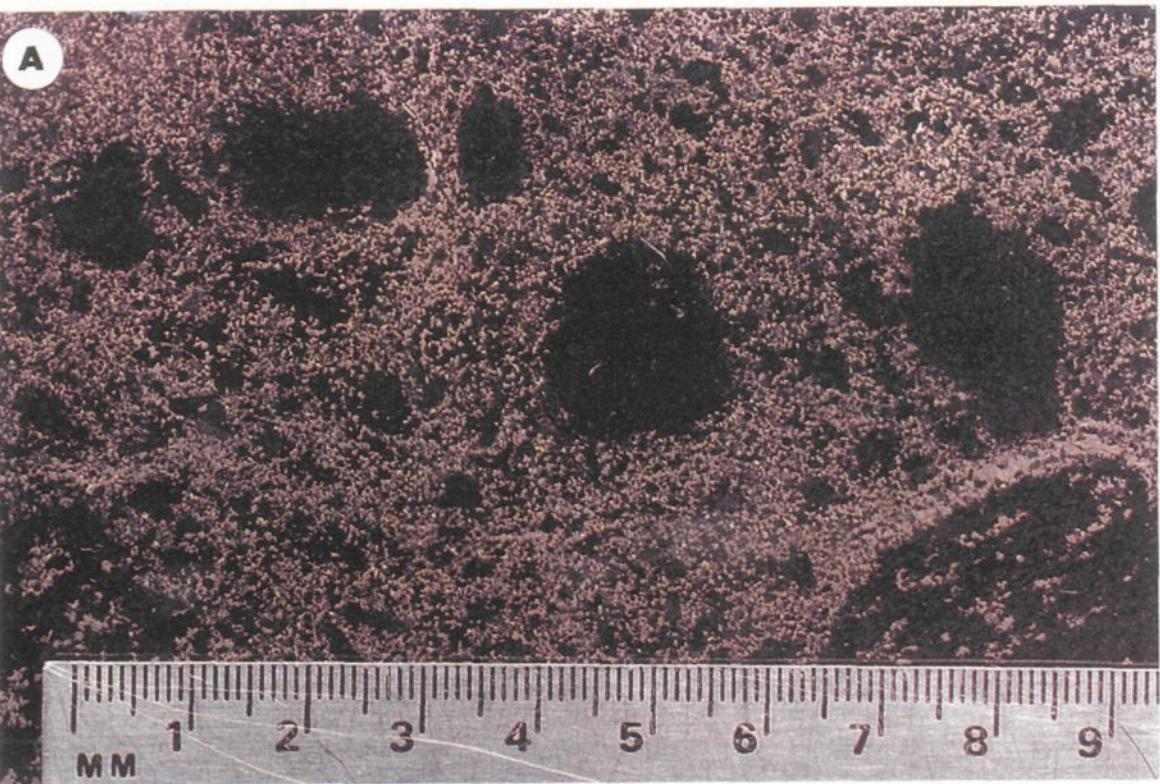
3.7.3 Structure bréchique de la minéralisation

La minéralisation est caractérisée par une structure bréchique (Planche 22A, 22B). Les sulfures englobent des fragments de gabbronorite de taille et de forme variable. La taille des fragments est millimétrique à centimétrique (jusqu'à 8 cm). Les fragments présentent une forme arrondie à subarrondie. Les contacts des fragments sont nets et réguliers. Ces fragments sont soit stériles, soit à minéralisation disséminée ou matricielle (planche 22-A et 22-B). Les relations mettent en évidence au moins deux événements minéralisateurs. Le plus tardif apparaît plus riche en sulfures (planche 22-A). Parallèlement à ce caractère bréchique du dyke, on note que les bordures du dyke sont stériles. Ce critère suggère que la première injection du magma était dépourvue de sulfures.

Planche 22

A- Photographie montrant la structure bréchique de la minéralisation avec présence de fragments stériles et minéralisés dans une matrice très riche en sulfures.

B- Photographie montrant la bréchification du gabbronorite: On note la présence de deux amas globulaires et fragments de gabbronorite stérile dans une matrice à sulfures disséminés.



CHAPITRE 4

LITHOCHIMIE

Ce chapitre vise à présenter et interpréter les données lithogéochimiques de la minéralisation de Lac-Volant. Le traitement et l'analyse des données se feront en quatre étapes dans le cadre d'un modèle magmatique de mise en place d'un dépôt de sulfures de Ni-Cu.

Dans un premier temps, nous nous attarderons à caractériser le magma et les sulfures du dyke de Lac-Volant en déterminant leur nature et en les comparant aussi avec d'autres magmas et d'autres sulfures.

Dans un deuxième temps, nous tenterons d'expliquer l'effet des processus de contamination et de cristallisation fractionnée sur la composition du magma et des sulfures. Cela nous permettra de rendre compte des variations de la composition des roches mafiques et des sulfures de Lac-Volant.

Troisièmement, nous utiliserons des diagrammes de modélisation pour étudier la ségrégation (Facteur R) et la cristallisation fractionnée des sulfures.

En dernier lieu, nous tenterons de déterminer l'impact du métamorphisme et d'une éventuelle altération sur la composition des sulfures.

4.1 Méthode analytique

En tout 44 échantillons ont été analysés pour les éléments en traces et les terres rares (ÉTR) et 14 échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs seulement. Nous avons coupé les échantillons par tranches d'un centimètre d'épais de façon à obtenir environ un kilogramme de roche sans altération ni fracture et ceci à l'entrepôt du ministère des Ressources naturelles à Québec. De ce kilo de roche, environ la moitié a été broyée dans un petit broyeur à mâchoire de type Bricho. La dernière étape consiste à pulvériser environ 200 grammes du produit du premier broyage. La pulvérisation s'est faite à l'aide d'un pulvérisateur (Shatter Box) avec l'intérieur en alumine afin de réduire au maximum la contamination par les éléments métalliques comme le chrome, le nickel et le fer. Au total entre 150 et 200 grammes de roches furent pulvérisés. De cette quantité 50 grammes furent utilisés pour l'analyse des éléments majeurs. Un autre 50 grammes a été utilisé pour l'analyse des platinoïdes par activation neutronique (Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, Os).

Les oxydes et certains éléments traces, dont Cu, S, V ont été déterminés par fluorescence-X (XRF) au centre de recherche minérale à Québec (CRMQ). L'analyse des autres éléments traces, du Na₂O ainsi que des ÉTR a été effectuée à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les échantillons sont d'abord activés par le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" (Safe Low Power Kritical Experiments) de l'Institut de génie énergétique de l'École polytechnique à Montréal. Le temps d'irradiation est de 4 heures avec un flux de neutrons de 5.10¹¹

neutrons $\text{cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. La lecture s'est faite au laboratoire d'analyse par activation neutronique à l'UQAC.

Nous avons aussi analysé les ÉGP par INAA à l'UQAC, selon la méthode de Robert et al. (1971). La recette de Robert consiste à:

i) Mettre dans un creuset en céramique 50 grammes de poudre de l'échantillon, 10 grammes de soufre, 16 grammes de nickel métal, 30 grammes de carbonate de sodium (Na_2CO_3) et 60 grammes de borate de sodium (Na_2BO_4). Les ingrédients devront être bien mélangés. Si la quantité de soufre dans l'échantillon est supérieure à 8%, il faut ajouter de la silice.

ii) Mettre les creusets dans le four pendant une heure et demie à 1000 °C. Retirer du four, laisser refroidir. Ensuite retirer le bouton en brisant le creuset à l'aide d'un marteau.

iii) Broyer le bouton à l'aide d'un broyeur à bouton pour accélérer le processus de dissolution. Cette dernière se fait dans 400 ml d'acide chlorhydrique concentré (HCl à 37 %). Les ÉGP sont récupérés par la suite sur un papier filtre millipore, et ensuite envoyés pour irradiation dans le réacteur nucléaire SLOWPOKE.

Pour l'analyse des éléments qui possèdent une demi-vie entre 3 et 7 jours (Pt, Os, Ir, Ru, Au), la procédure d'irradiation et la lecture sont les mêmes que pour les terres rares. Seul le délai entre l'irradiation et la lecture est plus court, soit entre 5 et 7 jours. Pour les

éléments ayant une courte demi-vie comme palladium (Pd) et rhodium (Rh) le délai avant la lecture est plus court. Pour le Pd le flux et le temps d'irradiation sont les mêmes que pour les autres platinoïdes. Le temps de délai se situe entre neuf et vingt sept heures. Le temps de comptage est autour de 300 secondes. Pour le Rh, comme il possède une demie vie de quelques minutes, nous faisons des irradiations de courts durées et nous prenons des lectures immédiatement après avoir sorti l'échantillon du réacteur. Le temps d'irradiation est de 30 secondes. L'utilisation du standard Ax 90 nous a permis de contrôler la qualité des analyses (Tableau 4.1).

4.2 Classification

Les tableaux 4.2 et 4.3 présentent la composition en éléments majeurs (oxydes) et traces respectivement des roches gabbronoritiques du dyke porteur de la minéralisation et de l'encaissant mafique.

4.2.1 Oxydes majeurs

Dans le but de déterminer la composition et l'affinité pétrochimique du magma associé à la minéralisation, huit échantillons provenant du système de dykes ont été analysés. Les teneurs des éléments majeurs varient de 45.6 à 52.6 % pour SiO₂ et de 12 et 16.5% pour Al₂O₃.

Tableau 4.1: Teneurs de Ax-90 avec la moyenne et la déviation standard des éléments lithophiles, chalcophiles et sidérophiles.

	Ax-90-ac*	Ax-90-1	Ax-90-2	Ax-90-3	Moyenne	St-dev	Err.Std**.
Ni ppm	7154	7558	7176	8153	7629	492,35	6,45
Co	224	224	225	245	231	11,85	5,12
Sc	17,41	16,58	17,08	18	17	0,72	4,18
Zn	—	52,45	86	32	57	27,26	47,99
As	0,5	0,49	0,11	0,25	0,28	0,19	68,64
Ag	<0,5	0,82	<0,87	<0,82	<0,8	1,16	145,00
Se	3,5	2,62	1,84	2,23	2,23	0,39	17,49
Sb	<0,2	<0,02	0,02	<0,03	<0,02	0,04	200
Rb	1,93	2,47	2,82	6	3,76	1,94	51,68
Cs	<0,5	0,28	<0,3	<0,24	<0,3	0,32	106,66
Ba	<20	10,8	<14	—	<8	17,50	218,75
Ta	<0,1	<0,16	<0,5	<0,11	<0,1	0,28	280
Hf	0,36	0,34	0,42	0,22	0,33	0,10	30,82
Th	<0,1	0,15	<0,2	<0,12	<0,1	0,18	180,00
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,2	<0,1	0,07	70,00
La	0,44	0,4	0,47	0,38	0,42	0,05	11,34
Ce	<2	0,84	1,85	1,12	1,27	0,52	41,06
Nd	<2	<1,8	1,82	<2,6	<2,1	3,13	149,05
Sm	0,46	0,46	0,48	0,49	0,48	0,02	3,20
Eu	0,17	0,12	0,12	0,12	0,12	0,00	0,00
Ho	0,16	0,16	0,2	<0,38	0,25	0,03	11,47
Tb	0,12	0,12	0,12	0,1	0,11	0,01	10,19
Yb	0,55	0,51	0,53	0,58	0,54	0,04	6,68
Lu	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,01	6,93
Os ppb	2,67	3,78	2,64	2,43	2,95	0,73	24,62
Ir	3,1	2,99	2,67	3,1	2,92	0,55	18,84
Ru	19,18	18,88	12,26	4,27	11,80	7,32	61,98
Rh	11,82	13,04	12,07	12,64	12,58	0,49	3,87
Pt	134,45	128,24	109,7	133,9	123,9	12,66	10,21
Pd	328,45	324,1	319,9	300,8	314,9	12,42	3,94
Au	4,47	3,69	3,62	4,28	3,86	0,36	9,38
Re	1,5	1,8	1,6	1,51	1,64	0,15	9,07

La série d'éch. Ax-90-ac* sont des standards de l'UQAC.

Ax-90-1, Ax-90-2 et Ax-90-3 sont les standards de cette étude.

Err.Std**. : Erreur standard =(déviation standard/moyenne)*100.

Tableau 4.2: Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons gabbronoritiques du secteur de Lac-Volant.

Type rx *	Tc-101-a	Tc-153-a	Tc-184-a	Tc-234	Tc-157-a	Tc-173-A1	Tc-231-a1	Tc-289-a	Tc-311-c	Tc-311-b	Tc-263-a
	Mt-gab-no	Mt-gab-no	Mt-gab-no	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d	Gab-no-d
SiO ₂	52,00	51,40	49,10	52,60	51,50	50,70	45,60	46,10	47,90	50,40	49,00
TiO ₂	1,40	1,70	1,39	1,31	1,03	1,17	2,52	2,50	1,15	1,14	4,45
Al ₂ O ₃	15,30	14,90	15,80	15,60	12,00	16,10	14,60	14,80	16,50	15,80	15,40
FeO	9,79	8,80	7,23	8,83	8,73	7,89	11,30	13,70	7,66	6,85	6,88
Fe ₂ O ₃	1,60	2,52	4,07	1,49	3,10	2,63	3,70	2,20	2,19	2,99	5,05
MnO	0,19	0,20	0,20	0,18	0,20	0,18	0,24	0,24	0,16	0,16	0,13
MgO	6,75	6,49	7,47	6,28	9,49	7,50	6,61	6,58	8,24	7,50	3,92
CaO	9,24	8,72	8,99	8,68	9,27	9,41	9,14	9,09	11,90	9,21	5,92
Na ₂ O	2,69	2,76	2,71	3,07	2,37	2,47	2,82	2,68	2,01	2,98	4,81
K ₂ O	0,84	1,21	1,31	0,88	0,59	0,63	1,02	0,70	0,16	1,09	2,32
P ₂ O ₅	0,24	0,38	0,21	0,16	0,18	0,17	0,33	0,33	0,15	0,14	0,61
S	0,11	0,02	0,13	0,15	0,00	0,12	0,13	0,14	0,11	0,09	0,18
P.A.F.	0,00	0,41	1,09	0,37	0,08	0,00	0,99	0,00	1,14	0,95	0,96
Total	100,15	99,51	99,70	99,60	98,54	98,97	99,00	99,06	99,27	99,30	99,63
Mg no.	0,55	0,57	0,65	0,56	0,66	0,63	0,51	0,46	0,66	0,66	0,50

Calculs normatifs CIPW (en %)

Quartz	0,51	-	-	0,50	0,75	-	-	-	-	-	-
Orthoclase	4,96	7,15	7,74	5,20	3,49	3,72	6,03	4,14	0,95	6,44	13,71
Albite	22,76	23,35	22,93	25,97	20,05	20,90	21,70	22,68	17,01	25,21	34,12
Anorthite	27,20	24,70	27,08	26,19	20,37	30,99	24,17	26,29	35,53	26,52	13,58
Néphéline	-	-	-	-	-	-	1,17	-	-	-	3,56
Diopside	14,10	13,31	13,30	13,07	19,90	12,02	15,86	13,95	18,63	14,99	9,81
Hypersthène	25,50	23,93	8,11	24,06	28,17	24,27	-	3,24	8,26	9,47	-
Olivine	-	1,37	14,72	-	-	3,71	21,78	22,01	17,20	12,28	11,86
Ilménite	2,66	3,23	2,64	2,49	1,96	2,22	4,79	4,75	2,18	2,16	8,45
Apatite	0,57	0,90	0,50	0,38	0,43	0,40	0,78	0,78	0,36	0,33	1,44

* types de roches.

Mt-gab-no: métagabbronorite. Gab-no-d: dyke gabronoristique.

Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments traces pour les échantillons de nature gabbronoritique dans le secteur de Lac-Volant.

Type rx*	Tc-101-a Mt gab-no	Tc-153-a Mt gab-no	Tc-184-a Mt gab-no	Tc-234 Gab-no-d	Tc-157-a Gab-no-d	Tc-173-A1 Gab-no-d	Tc-231-a1 Gab-no-d	Tc-289-a Gab-no-d	Tc-311-c Gab-no-d	Tc-311-b Gab-no-d	Tc-263-a Gab-no-d
Cr(ppm)	130	154	128	69	231	124	76	87	24	166	10
Ni	79	86	105	58	415	145	108	114	74	105	61
Co	51	53	53	52	72	60	67	67	38	58	60
Sc	31	30	30	28	28	29	36	34	6	28	5
V	222	220	218	205	195	232	261	264	238	209	225
Cu	56	54	35	46	198	112	111	133	109	41	106
Zn	122	138	136	129	122	116	154	165	190	129	140
S	1100	200	1300	1500	<100	1200	1300	1400	1100	900	1800
As	0,5	0,9	0,8	0,9	0,3	0,5	0,5	1,8	2,1	0,8	0,8
Ag	1,3	1,0	0,3	0,5	<0,5	0,3	<0,5	0,6	<0,5	1,1	0,4
Se	3,6	3,7	1,9	3,0	1,6	3,2	4,3	4,6	4,8	2,4	4,5
Sb	0,04	0,14	0,13	0,07	0,02		0,19	0,19	0,25	0,08	0,08
Rb(ppm)	38	20	43	20	10	14	21	16	105	29	32
Cs	0,8	0,4	3,1	1,0	0,6	0,4	1,7	0,8	2,7	1,3	1,2
Ba	369	525	373	379	298	316	256	201	813	267	780
Ta	0,23	0,38	0,14	0,31	0,34	0,27	0,31	0,49	1,75	0,22	1,35
Hf	3,00	4,11	2,76	3,25	2,14	2,76	4,22	4,70	6,44	2,75	4,63
Th	2,35	1,62	2,29	2,90	1,68	1,23	1,31	1,56	2,23	2,19	2,50
U	0,59	0,65	0,68	1,00	0,48	0,37	0,46	0,53	1,89	0,63	0,72
La(ppm)	16,2	18,9	10,07	14,36	13,53	12,87	9,72	11,50	34,12	10,73	32,55
Ce	35	43,46	26,1	32	29,08	29,29	26,16	30,08	83,07	23,11	73
Nd	28	34,84	22,68	25	22,64	23,22	27,86	31,02	62,24	19,56	54,78
Sm	4,92	6,40	4,63	4,94	4,33	3,97	6,37	6,16	8,69	3,80	7,19
Eu	1,11	1,57	1,35	1,55	1,17	1,36	2,09	2,01	2,71	1,09	2,22
Ho	1,20	1,57	0,99	1,12	0,79	0,64	1,56	2,04	0,43	1,00	0,58
Tb	0,50	0,72	0,61	0,57	0,54	0,57	1,05	1,10	0,51	0,45	0,23
Yb	2,79	3,06	2,87	3,16	2,24	2,41	4,55	4,47	0,99	2,42	0,56
Lu	0,44	0,49	0,43	0,49	0,35	0,34	0,67	0,63	0,15	0,35	0,08
Os(ppb)	<1,3	1,5	<1,8	<2,1	1,0	<1,2	<1,9	1,3	<1,4	<2	<1,6
Ir	<.03	<0,04	0,03	<.04	<.02	<.03	<0,03	0,02	<0,03	<0,03	0,02
Ru	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rh	0,45	<0,31	<0,23	<0,30	<0,32	<0,18	<0,29	<0,20	<0,16	<0,22	<0,15
Pt	<4,8	<9	7,3	<5	<3,2	<4	<7,5	<6,1	<8,2	<4,6	<8,4
Pd	<1,5	<1,3	<1,3	<2,4	1,5	<2,2	1,9	<1,8	<2,7	<2,4	<2,8
Au	0,3	0,2	0,2	0,3	0,6	0,2	0,2	0,4	0,1	0,5	0,2
Re	<0,09	0,16	0,21	0,22	0,35	0,22	0,10	0,36	<0,13	0,25	<0,17

* type de roches. Mt gab-no: métagabbronorite. Gab-no-d: dyke gabbronoritique.

Les échantillons présentent une variation considérable du MgO, entre 3.92 et 9.49%. Le TiO₂ varie entre 2.01 et 4.81%. Le Na₂O et P₂O₅ varient de 2.01 à 4.81% et de 0.14 à 0.61% respectivement. Un échantillon provenant d'un dyke subsidiaire contenant des enclaves de leucogranite se distingue nettement des sept autres. Il est moins riche en MgO, CaO et MnO et il est relativement riche en Fe₂O₃, TiO₂ Na₂O, K₂O et P₂O₅. La variation de composition dans ce dernier échantillon suggère une différentiation plus poussée du magma et/ou une contamination par l'assimilation des roches granitiques de l'encaissant.

Le calcul de la norme est un moyen de déterminer des composition minéralogiques virtuelles de roches à partir de leurs analyses chimiques afin de pouvoir comparer les analyses entre elles. Elle devient particulièrement utile pour reconstituer un assemblage minéralogique primaire possible dans le cas des roches ignées ayant subi des transformations.

En calculant la norme CIPW pour des échantillons du système de dykes de Lac-Volant, on constate que les roches chevauchent la limite entre la saturation et la sous-saturation en silice. Six des huit échantillons contiennent de l'olivine normative (4-22%). L'échantillon provenant du dyke à enclaves granitiques contient de la néphéline dans la norme. Les trois autres échantillons ont une quantité inférieure à 1% de quartz normatif. La composition normative du plagioclase varie entre An₅₀ et An₆₈ (andesine-labradorite), avec une valeur moyenne de An₅₅.

Les teneurs en alcalins et silice (figure 4.1) indiquent que le gabbronorite du système de dykes est subalcalin (Irvine et Baragar, 1971). Dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971; figure 4.2), les échantillons montrent un enrichissement en fer; cette tendance est commune dans la différentiation des séries tholéitiques. Le diagramme de Jensen (1976) (figure 4.3) confirme la série tholéitique des roches gabbronoritiques de Lac-Volant. Ce diagramme réduit l'effet du métamorphisme et de l'altération qui peuvent affecter la composition originelle des roches.

Les roches du dyke de Lac-Volant présentent un caractère tholéitique. La dispersion de quelques échantillons dans le domaine calco-alcalin est pourra être attribuée au caractère mobile de Na et K. Mais leurs basses teneurs en Al_2O_3 (figure 4.4) permettent de les classifier comme tholéitiques (Middlemost, 1975).

Le diagramme ternaire $\text{P}_2\text{O}_5\text{-MnO-TiO}_2$ (Mullen, 1983) de la figure 4.5 est utilisé pour identifier le site géotectonique de mise en place des roches de Lac-Volant. Ces éléments qui sont relativement immobiles sont de bons discriminants entre les roches basaltiques dont la teneur en silice est comprise entre 45 et 54 %. Dans ce diagramme, la plupart des échantillons se situent dans le champ des tholéïtes des îles en arc actuelles; ces tholéïtes se distinguent des tholéïtes des autres environnements par leurs valeurs

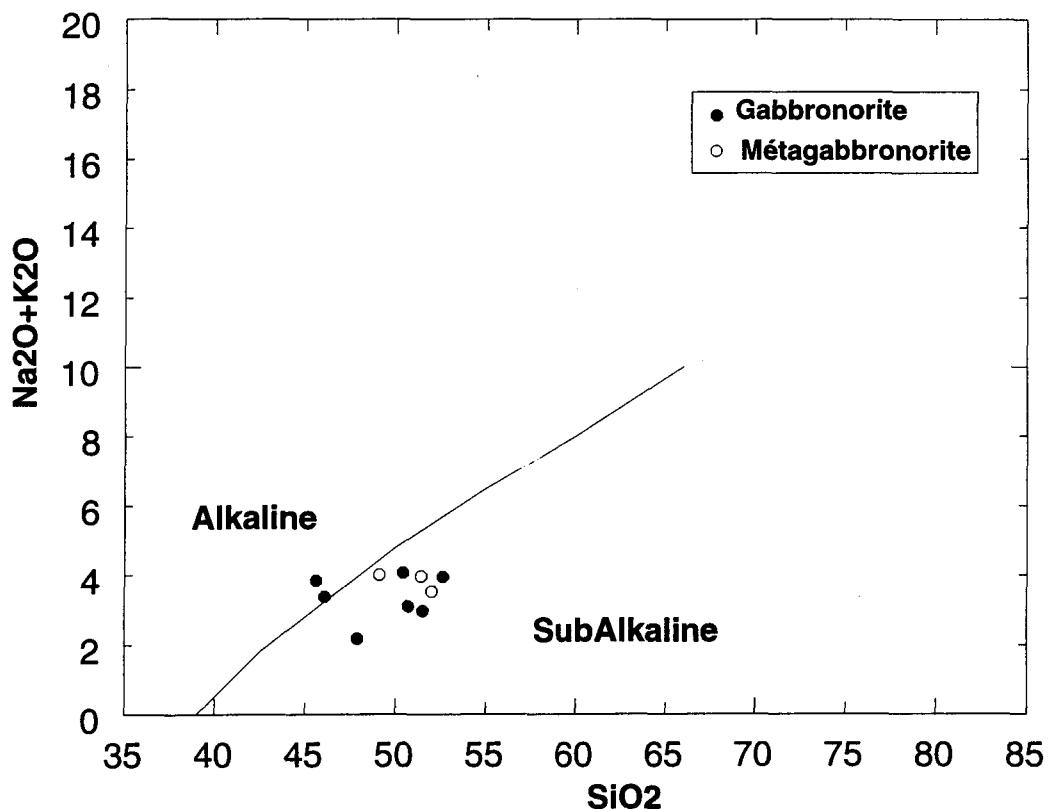


Figure 4.1 Diagramme Na₂O + K₂O en fonction de SiO₂ montrant une tendance sub-alkaline des roches mafiques du secteur de Lac-Volant (Irvine et Baragar, 1971). Les échantillons de gabbronorite proviennent du système de dykes; ceux de metagabbronorite ont été prélevés dans l'encaissant des dykes.

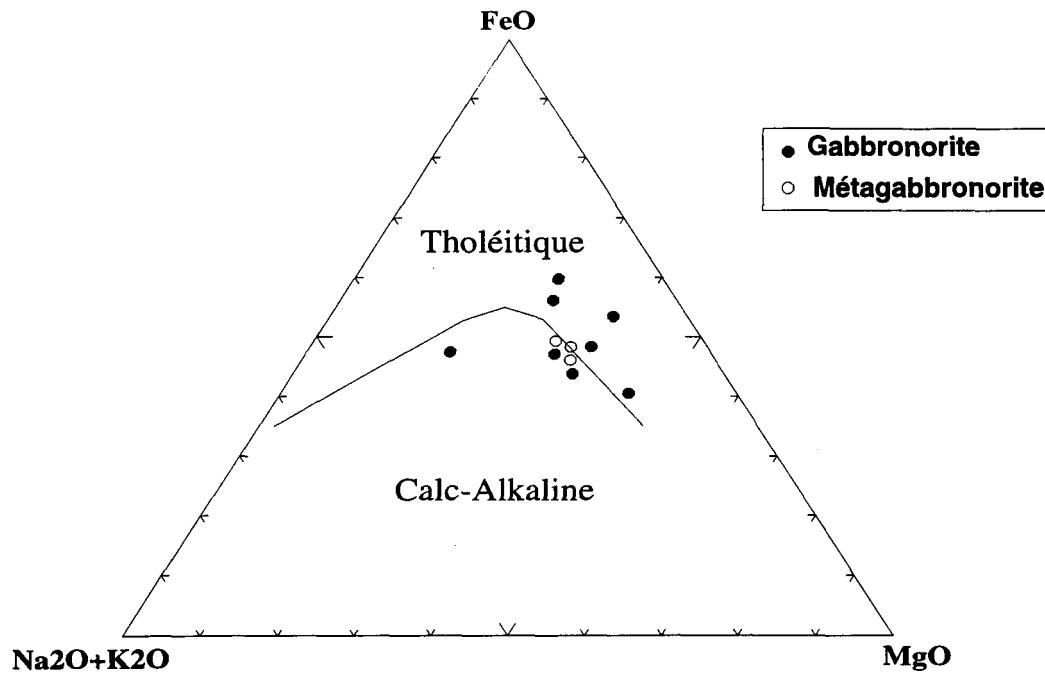


Figure 4.2: Diagramme AFM montrant l'affinité tholéitique de l'encaissant mafique (métagabbronorite) et des roches gabbronoritiques du système de dykes dans le secteur de Lac-Volant. L'échantillon riche en Na₂O et K₂O provient d'un dyke à enclaves de granite.

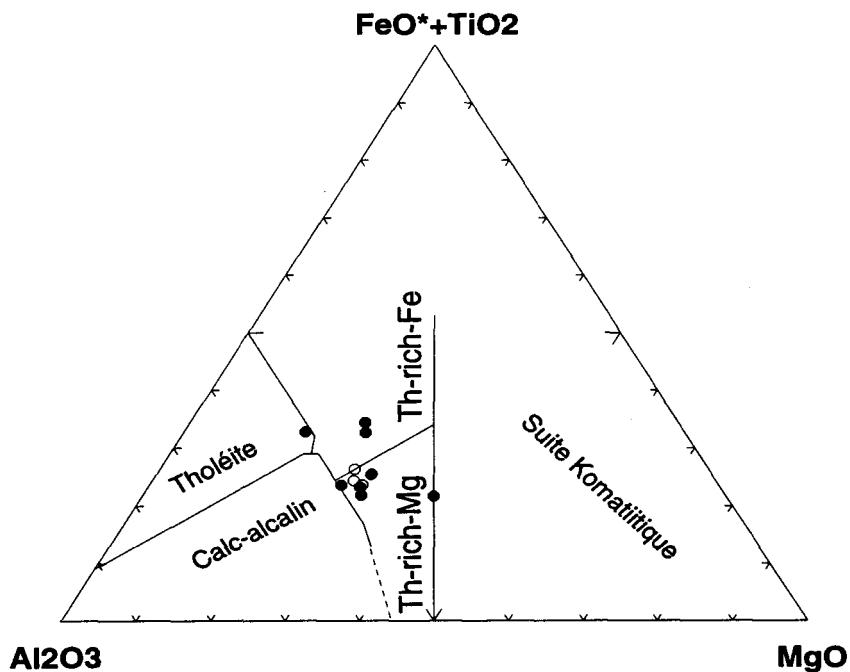


Figure 4.3: Diagramme de Jensen (1976) montrant la position des échantillons du secteur de Lac-Volant dans le champ des tholéites.

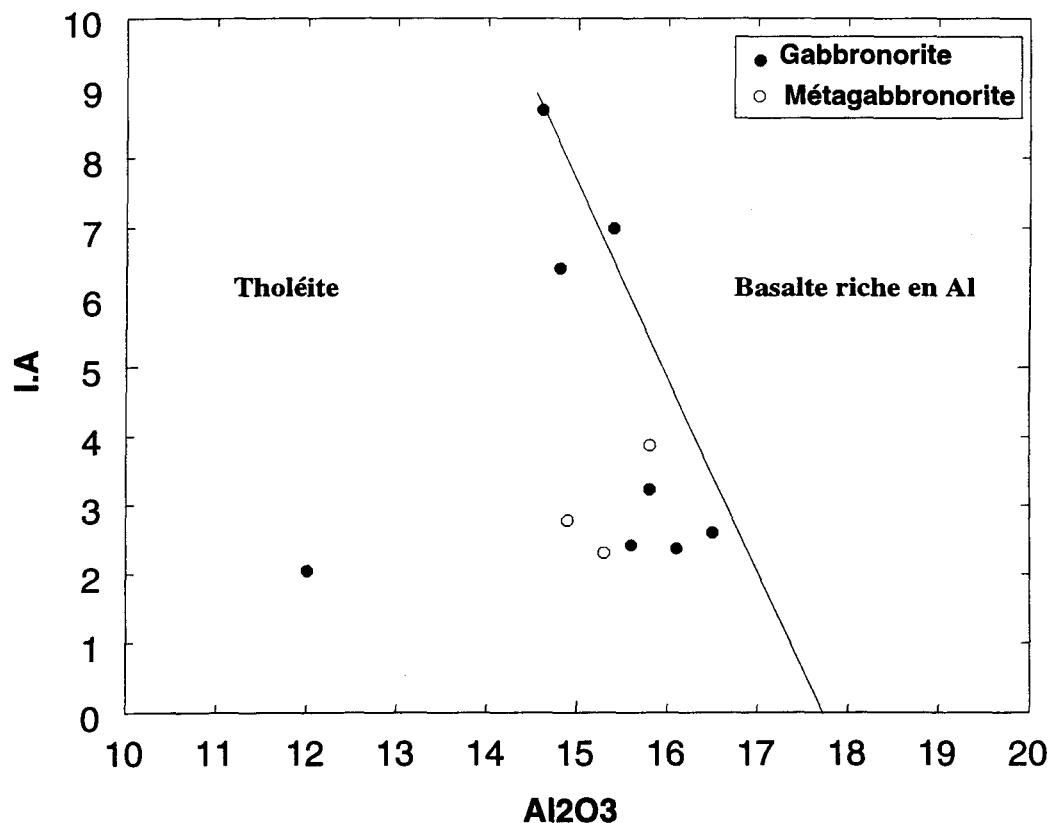


Figure 4.4 Indice d'alcalinité ($I.A = [(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 - 43)] * 0,17$) en fonction de Al_2O_3 montrant l'affinité tholéitique des roches mafiques de Lac-Volant. La limite entre tholéite et basalte riche en Al d'après Middlemost (1975).

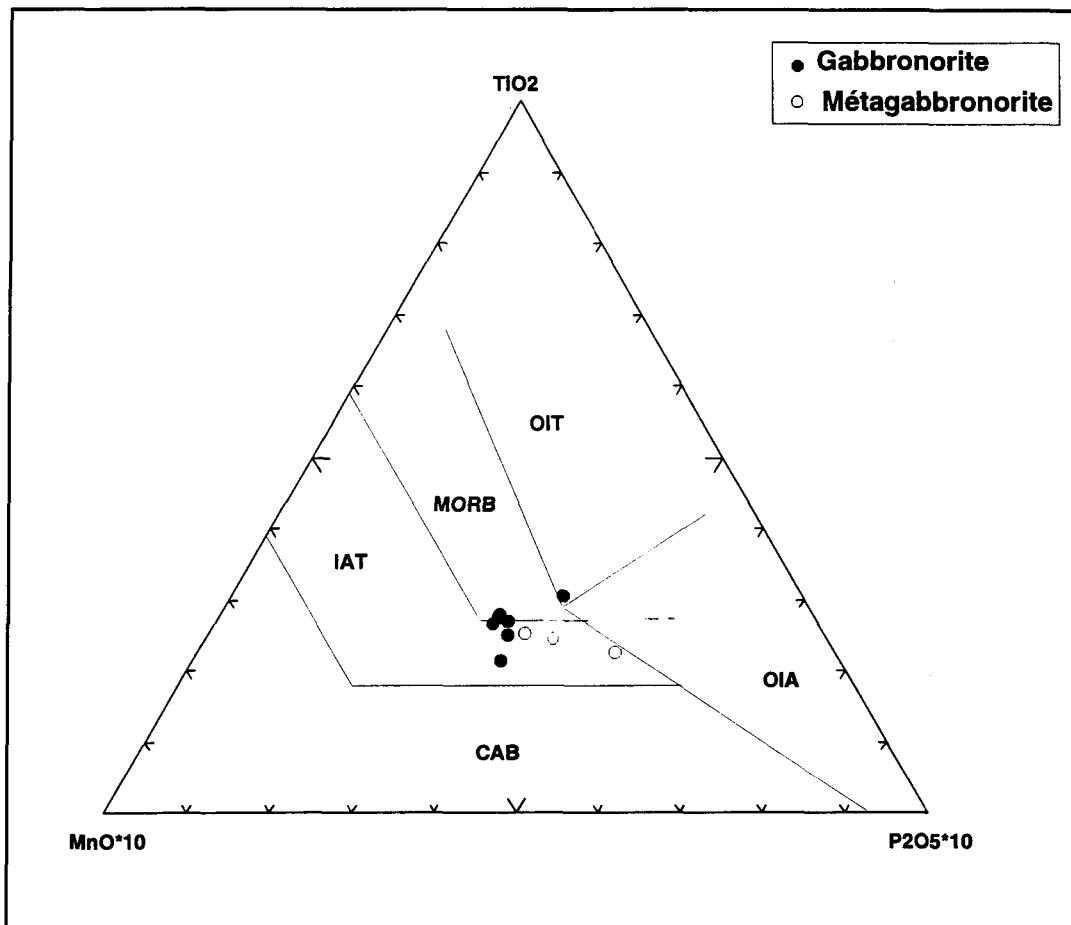


Figure 4.5 Le diagramme de discrimination des éléments majeurs (modifié de Mullen, 1983) montrant la localisation des échantillons des dykes gabbronoritiques de Lac-Volant dans le champ des tholéites d'îles-en-arc et MORB.

relativement basses en TiO₂. Dans un diagramme Ti vs V, les échantillons gabbronoritiques tombent dans le champ des MORB et BAB (basaltes arrière-arc) (figure 4.6).

Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) est utilisé comme un indice de différenciation dans les processus d'évolution ignée. Il n'est pas sensible au degré de fusion partielle. En revanche, il est hautement sensible au degré de la cristallisation fractionnée (Wilson 1989). Ce rapport varie entre 0.66 et 0.46 (moyenne de 0.58) pour les roches gabbronoritiques du dyke de Lac-Volant. Cette valeur suggère que le magma n'est pas en équilibre avec une composition mantellique qui présente un Mg# entre 0.68 et 0.75. Comparé au MORB moyen de l'Atlantique (Best, 1982), le gabbronite de Lac-Volant est moins primitif. Les MORB de l'Atlantique ont un Mg# de 0.63 (fer total comme FeO) comparativement à 0.58 pour les roches de Lac-Volant. Comparé aux basaltes de plateau de la rivière Colombia, le magma de Lac-Volant est relativement enrichi en MgO et CaO et appauvri en TiO₂. Le Mg# des basaltes de plateau de la rivière Colombia est de 0.43 en moyenne (fer total comme FeO), ce qui implique que le magma de Lac-Volant est plus primitif.

Les données ci-dessus nous permettent de conclure que le magma de Lac-Volant est tholeïtique et que l'environnement géotectonique probable est de type MORB.

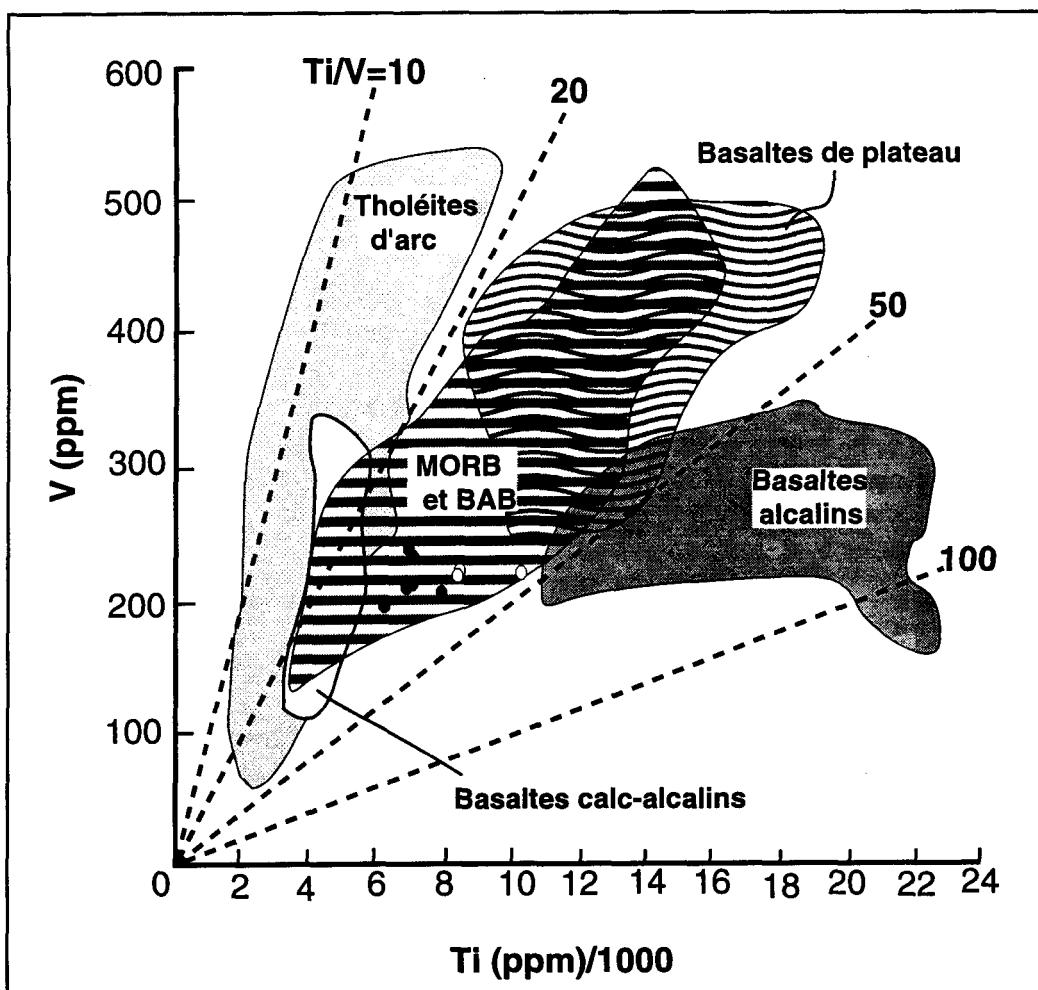


Figure 4.6: Diagramme de Shervais (1982) montrant la position des roches mafiques de Lac-Volant.

4.2.2 Éléments en traces et terres rares

Grâce à leurs caractéristiques géochimiques particulières et à leur caractère compatible et incompatible, les éléments traces et les terres rares jouent un grand rôle dans l'identification des processus d'évolution ignée.

En utilisant le MgO comme indice de différenciation des roches mafiques du secteur de Lac-Volant, le Ni et le Cr sont les seuls éléments qui montrent un caractère compatible tandis que les ÉTR, le Hf, et le Yb montrent un comportement incompatible. La faible teneur en Ni et en Cr suggère que le magma de Lac-Volant est évolué. Certains éléments dont le soufre, le cuivre, l'arsenic et le cobalt sont contrôlés par la présence (ou non) de sulfures dans la roche et ne montrent pas de corrélation avec le MgO.

Les diagrammes multi-éléments (Spidergram) sont les plus utilisés pour montrer le comportement individuel des gros ions lithophiles tels que K, Rb et Ba (faible valence, mobile), ainsi que Th, Nb, Ta, Hf, Zr (forte valence, immobile). Dans ce diagramme, la normalisation des valeurs est effectuée par rapport à une estimation de la composition du manteau primitif (Thompson, 1982). Bien que la composition du manteau soit difficile à déterminer à cause de son hétérogénéité, cette méthode demeure utile car elle élimine le problème du K, du Rb et du P rencontré lorsqu'on normalise selon une chondrite.

Le diagramme multi-éléments de la figure 4.7 montre que les roches gabbronoritiques du secteur de Lac-Volant montrent un enrichissement en éléments incompatibles par rapport aux basaltes de plateau et au MORB-N. Les roches de Lac-Volant montrent une anomalie négative en Ta.

Le diagramme des terres rares est très utilisé pour déterminer si la source est enrichie ou appauvrie en éléments incompatibles, permettant ainsi de faire la distinction entre différents types de magma. Une source enrichie montre typiquement une augmentation graduelle des terres rares légères (ÉTRL), alors qu'une source dépourvue est appauvrie en ÉTRL. La figure 4.8 montre que les roches de Lac-Volant présentent des profils de terres rares plats légèrement enrichis en ÉTRL.

Les diagrammes de discrimination (figure 4.9 et 4.10) montrent que les roches du dyke de Lac-Volant tombent dans le champ calco-alcalin. En l'absence de contamination, ces roches coincident avec un environnement de type MORB-N ou une source appauvrie. La contamination crustale aurait probablement un effet sur la teneur en Th et par conséquent sur la position des échantillons dans le diagramme Hf-Th-Ta et Th/Yb vs Ta/Yb.

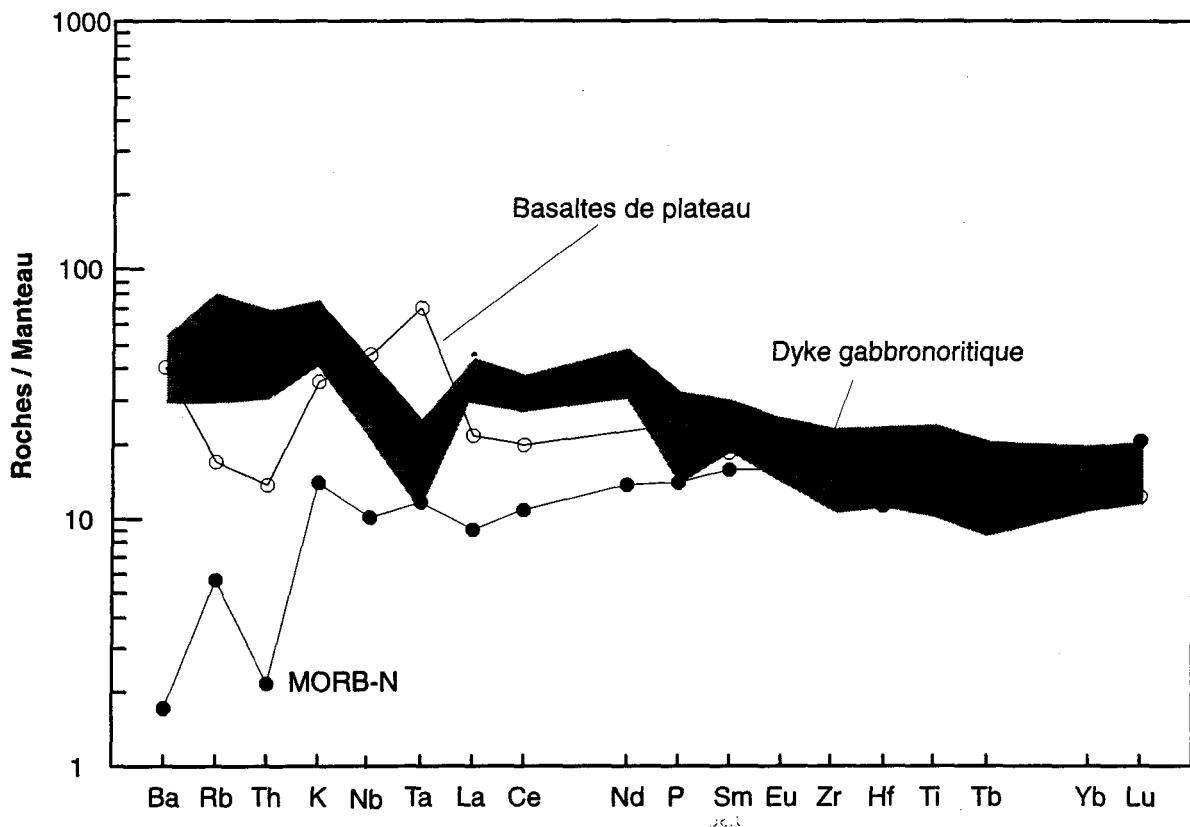


Figure 4.7: Diagramme multi-éléments où l'on compare les gabbronorites des dykes de Lac-Volant aux basaltes de plateau (Wilson 1989) et au MORB-N (Viereck et al. 1989).

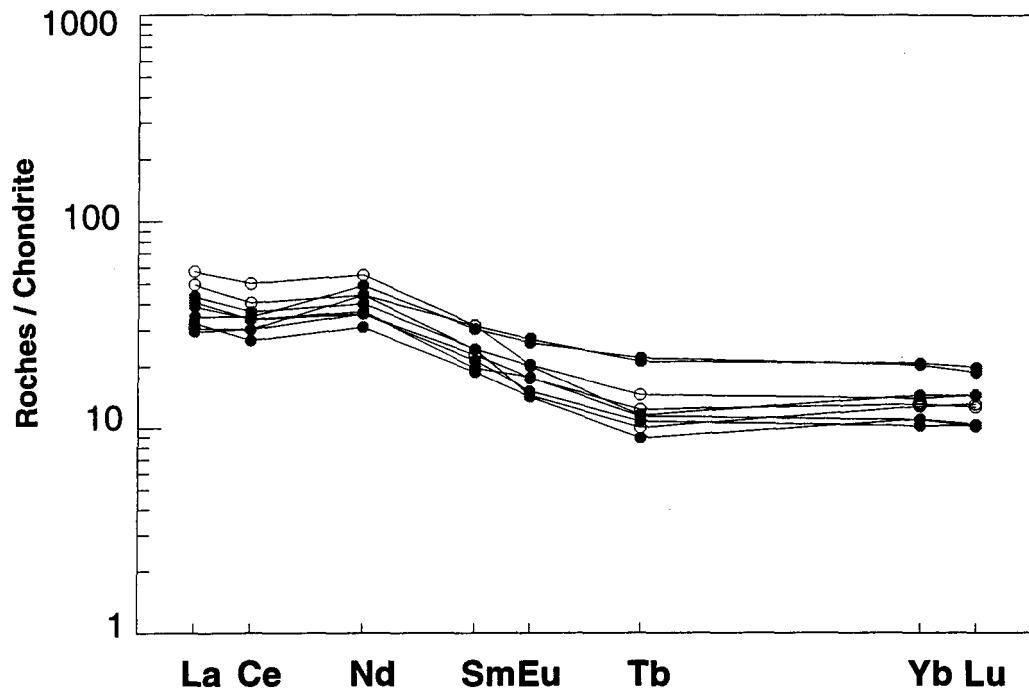


Figure 4.8: Diagramme représentant les teneurs en terres rares normalisées aux chondrites pour les roches gabbronoritiques (●) et métагабброноритические (○) de Lac-Volant.

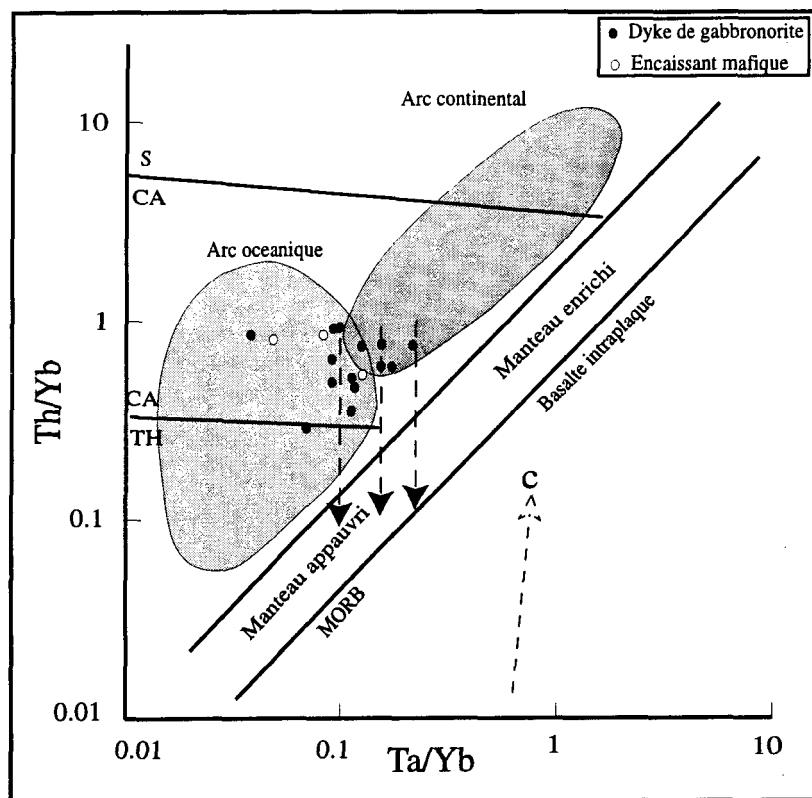


Figure 4.9: Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb montrant la position des échantillons de Lac-Volant dans le champ calco-alcalin (Pearce 1983). (C = Contamination). Les flèches montrent l'origine probable des roches gabbronoritiques de Lac-Volant.

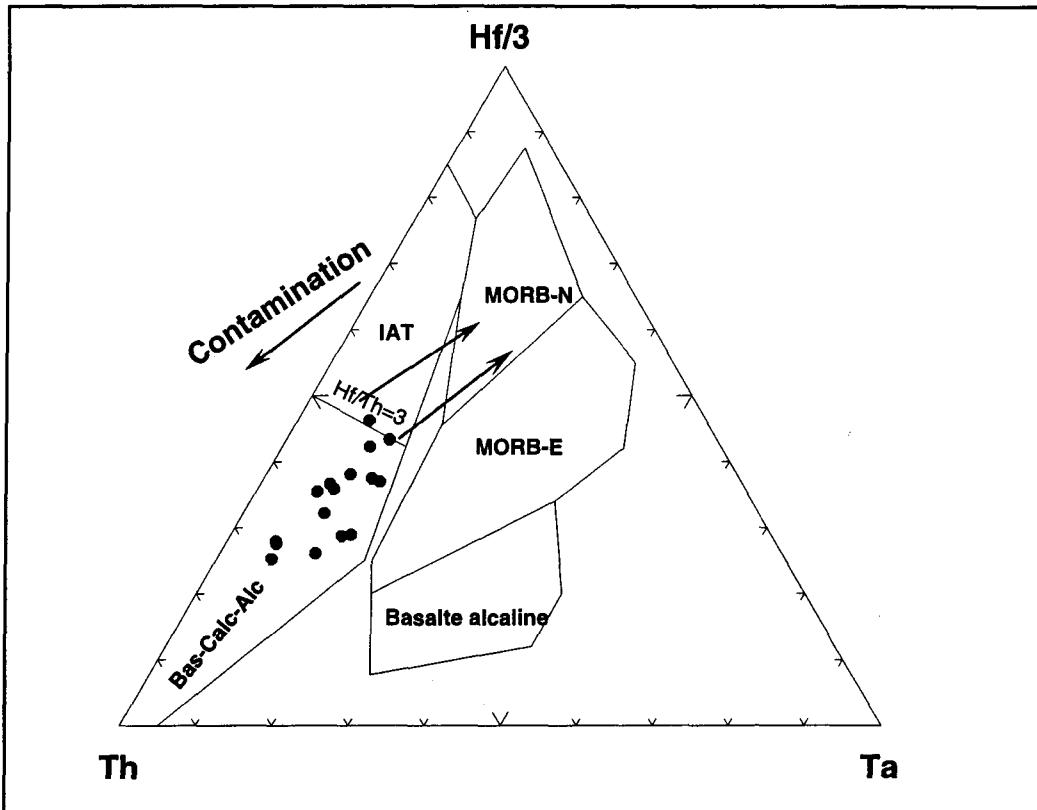


Figure 4.10: Diagramme ternaire (Hf,Th,Ta) de Wood (1980) montrant la position des échantillons du dyke de gabbronorite dans le champ des basaltes calco-alcalins. Les flèches vers MORB-N indiquent l'origine probable des roches gabbronoritiques de Lac-Volant.

Les diagrammes de discrimination suggèrent que le magma de Lac-Volant est tholeïtique et qu'il provient probablement d'une source appauvrie (MORB-N). Le caractère calco-alcalin est probablement dû à la contamination tel que l'on verra plus loin.

4.2.3 Éléments chalcophiles

Dans cette section, on s'attachera à l'étude de la distribution des éléments chalcophiles (ÉGP, Cu, Ni, Ag, As, Se, Re) dans les sulfures de Lac-Volant et les relations inter-éléments. Le but recherché consiste à mieux caractériser ces sulfures. Pour cela nous utiliserons l'approche des champs issus des rapports Pd/Ir vs Ni/Cu pour tenter de dégager la nature probable des sulfures de Lac-Volant. Les résultats d'analyses sont présentés dans le tableau 4.4.

4.2.3.1 Diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu

Les rapports Pd/Ir, Ni/Cu et Cu/Ir sont le reflet des processus pétrogénétiques à l'origine de différentes roches. Aussi Barnes et al. (1988) proposent d'utiliser ces rapports dans des diagrammes discriminants en y plaçant les champs de différents types de roche établis empiriquement à partir de données de la littérature. Dans le diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu (figure 4.11), les rapports des métaux des échantillons de Lac-Volant se placent dans le champ d'intersection entre les intrusions litées et les basaltes de plateau. Ceci suggère un caractère différencié pour le magma de Lac-Volant. Cette position des échantillons est en partie corroborée avec les observations pétrographiques qui indiquent que ces roches sont

Tableau 4.4 : Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.

Échantillon No:	Tc-319	Tc-290	Tc-291	Tc-292	Tc-294	Tc-127	SM-d5
Type de Roche*:	SF-MS	SF-MS	SF-MS	SF-MS	SF-MS	SF-MS	SF-MS
S %	38,20	40,80	36,60	37,00	40,80	41,40	35,80
Fe(S)	54,63	57,58	52,56	51,92	59,30	58,40	49,86
Ni	2,12	1,71	1,88	2,28	1,58	2,03	1,66
Cu	0,58	2,69	0,57	1,42	0,71	2,20	2,92
Co	0,14	0,22	0,13	0,12	0,15	0,16	0,15
Na₂O	0,002	0,001	0,012	0,012	0,016	0,001	0,001
K₂O	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As ppm	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	37	41	36	33	30	36	29
Sb	0,04	0,08	0,03	0,02	0,12	0,05	0,03
Ag	3,86	47,23	9,82	5,15	1,52	7,26	3,48
Cr	7	8	7	6	22	8	6
Sc	0,09	0,08	0,07	0,06	0,13	0,1	0,07
V	52	60	73	87	54	36	98
Zn	25	351	40	117	10	74	237
Cs	0,2	0,3	0,0	0,10	0,16	0,27	0,20
Rb	2,7	5,2	1,6	4,89	6,24	3,45	5,46
Ba	2,8	14,0	8,5	0,67	9,02	14,00	8,05
Th	0,04	0,13	0,09	0,00	0,08	0,03	0,02
Ta	0,27	0,11	0,02	0,11	0,10	0,07	0,10
Hf	0,09	0,13	0,01	0,13	0,13	0,02	0,10
La	0,12	0,02	0,13	0,07	0,09	0,01	0,04
Ce	0,57	0,71	0,63	0,66	0,66	0,69	0,60
Nd	0,13	2,00	1,80	1,83	2,00	1,50	1,00
Sm	0,02	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01
Eu	0,05	0,03	0,05	0,01	0,06	0,01	0,01
Tb	0,04	0,05	0,05	0,02	0,00	0,05	0,05
Yb	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Lu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Os(ppb)	—	<11	1,5	3,1	11,1	1,3	—
Ir	—	3,96	1,16	1,11	2,23	0,42	—
Ru	—	<37	<7,50	<8	26,4	2,0	—
Rh	—	7,50	2,62	2,43	4,65	6,69	—
Pt	—	137	214	11	47	<3,1	—
Pd	—	669	375	317	176	314	—
Au	—	763	31	49	9	2,6	—
Re	—	43,5	21,80	13,40	25,87	39,93	—
S/Se	10338	10338	9971	10263	11060	13755	11495
Cu/Pd	—	40229	15213	44744	40371	70055	—
Pd/Ir	—	169	323	287	79	746	—

*SF-SM = Sulfures massifs

Fe (S) = fer lié au soufre

Tableau 4.4 (suite) : Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.

Échantillon No: Type de roche*:	SM-d8-9 SF-MS	Sm-d123 SF-MS	Sm-C12 SF-MS	Sm-C3-4 SF-MS	Sm-E SF-MS
S%	36,90	36,90	36,40	36,40	37,40
Fe(S)	52,23	52,53	51,79	50,81	52,01
Ni	1,76	1,82	1,68	1,65	1,84
Cu	1,82	1,32	1,56	2,89	2,94
Co	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
Na ₂ O	0,03	0,004	0,003	0,002	0,002
K ₂ O	<0,1	<0,2	<0,2	<0,1	<0,1
As ppm	0,01	—	—	0,2	—
Se	30	29	25	29	29
Sb	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04
Ag	5,60	3,82	3,49	7,32	4,88
Cr	5	7	6	7	6
Sc	0,07	0,15	0,15	0,14	0,13
V	78	93	100	94	89
Zn	129	85	108	235	244
Cs	0,15	0,26	0,10	0,07	0,03
Rb	1,91	0,01	5,74	—	5,74
Ba	1,00	11,22	14,00	—	14,00
Th	0,03	0,05	0,03	—	0,00
Ta	0,19	0,02	0,06	0,07	0,00
Hf	0,12	0,10	—	0,00	0,13
La	0,05	0,06	0,10	0,06	0,04
Ce	0,60	0,60	0,14	0,60	0,19
Nd	0,62	1,00	1,00	0,53	1,39
Sm	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Eu	0,01	0,00	0,06	0,06	—
Tb	0,04	0,04	0,04	0,01	0,04
Yb	0,03	0,06	0,03	0,01	0,03
Lu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Os(ppb)	<4,2	4,8	—	<4	<4,2
Ir	0,76	0,61	—	0,93	<0,85
Ru	<8,80	<14	—	10,15	13,01
Rh	1,27	3,71	—	1,90	1,20
Pt	45,8	1703,5	—	15,9	75,7
Pd	294,7	326,3	—	328,3	295,2
Au	59,2	33,1	—	34,9	78,2
Re	15,97	10,08	—	16,65	15,09
S/Se	12445	12945	14321	12744	12892
Cu/Pd	61768	40459	—	88022	99590
Pd/Ir	387	537	—	352	—

*SF-SM = Sulfures massifs

Tableau 4.4 (suite) : Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.

Échantillon No: Type de roche*:	Sm-G SF-MS	Sm-B SF-MS	Sm-A1-3 SF-MS	SM-A3-4 SF-MS	Tc-291 Chalcopyrite
S %	36,00	36,80	35,20	35,10	27,40
Fe(S)	51,52	52,23	49,98	48,77	18,71
Ni	1,94	1,68	1,63	1,56	0,30
Cu	0,61	1,78	1,63	3,14	19,40
Co	0,14	0,14	0,12	0,12	0,01
Na2O	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004
K2O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.2	<0.3
As ppm	0,04	0,4	0,02	0,1	0,3
Se	22	26	26	27	37
Sb	0,02	0,04	0,03	0,04	0,06
Ag	1,82	7,80	11,70	2,70	161,04
Cr	10	7	7	7	4
Sc	0,17	0,13	0,14	0,12	0,11
V	127	100	103	129	24
Zn	26	125	97	236	2700
Cs				0,03	
Rb	2,34	4,54	3,52	6,42	2,49
Ba	13,34	—	3,71	3,91	—
Th	—	—	0,02	0,04	—
Ta	0,00	0,04	0,11	—	—
Hf	0,09	0,01	0,01	0,06	0,10
La	0,08	0,03	0,05	0,08	0,09
Ce	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—	—
Sm	0,18	0,01	0,02	0,02	0,03
Eu	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02
Tb	0,02	—	0,00	—	—
Yb	0,01	—	—	—	0,01
Lu	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Os(ppb)	<5.9	2,8	<3.6	2,2	<16
Ir	0,47	1,25	0,91	0,95	<0,45
Ru	10,78	8,59	15,40	<9,80	<69
Rh	2,46	2,41	2,29	2,08	3,22
Pt	263,1	<14	19,3	11,8	<74
Pd	231,4	348,5	325,5	308,6	46
Au	14,0	93,4	48,5	34,5	163,3
Re	22,08	24,25	20,05	17,12	<1,9
S/Se	16238	14021	13733	12860	7386
Cu/Pd	26364	51079	50076	101741	4217391
Pd/Ir	498	279	359	324	—

*SF-MS = Sulfures massifs

Tableau 4.4 (suite) : Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.

Échantillon No: Type de roche*:	Tc-168-a SF-Mtr	Tc-168-b SF-Mtr	Tc-124-A1 SF-Mtr	Tc-309 SF-Mtr	Tc-315 SF-Mtr	Tc-310 SF-Diss
S%	15,70	16,70	13,90	12,60	7,02	7,73
Fe(S)	21,27	22,51	18,87	17,39	9,92	10,75
Ni	0,97	0,95	0,88	0,91	0,45	0,58
Cu	1,59	2,00	1,31	0,61	0,14	0,22
Co	0,054	0,054	0,045	0,05	0,03	0,03
Na₂O	1,96	1,82	2,88	2,31	2,46	2,18
K₂O	<0,4	<0,6	<1,5	0,51	<0,7	<0,6
As ppm	0,3	0,3	1,8	0,2	0,6	0,2
Se	15	17	15	10	6	9
Sb	0,08	0,07	0,25	0,06	0,04	0,06
Ag	9,2	12,4	10,8	1,3	0,7	0,5
Cr	60	57	107	151	110	267
Sc	5,48	5,01	8,89	12,95	19,61	22,62
V	146	132	107	120	170	120
Zn	163	181	181	180	111	105
Cs	0,5	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2
Rb	3	6	6,2	6,8	7,7	7,9
Ba	167	161	217	213	257	227
Th	0,32	0,26	0,37	0,78	0,94	0,78
Ta	0,08	0,04	0,02	0,22	0,28	0,14
Hf	0,49	0,49	0,66	1,23	2,19	1,54
La	4,90	4,11	9,45	10,11	11,33	10,77
Ce	8,51	6,83	13,37	19,79	23,57	23,58
Nd	8,09	4,87	10,18	15,16	18,55	18,12
Sm	1,10	0,86	1,58	2,21	3,30	2,88
Eu	0,40	0,41	0,68	0,89	1,00	1,05
Tb	0,09	0,08	0,09	0,24	0,44	0,33
Yb	0,55	0,41	0,44	1,05	1,63	1,60
Lu	0,07	0,05	0,08	0,16	0,25	0,25
Os(ppb)	8,5	5,5	3,7	<1,4	<1,5	<1
Ir	2,07	1,72	1,34	0,45	0,11	0,27
Ru	6,37	10,76	3,90	<4	11,48	4,03
Rh	2,52	1,99	1,58	0,95	<0,92	1,02
Pt	42,7	42,2	<3,1	15,2	<15	<2,9
Pd	311,7	235,5	166,2	19,6	21,9	37,8
Au	50,3	22,6	6,5	3,5	6,1	4,8
Re	11,92	11,00	6,29	5,33	2,71	5,95
S/Se	10566	9850	9278	12852	12201	8721
Cu/Pd	51008	84915	78808	311240	63962	58166
Pd/Ir	150	137	124	44	208	142

*SF-Mtr = Sulfures matriciels

Tableau 4.4 (suite) : Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les sulfures de Lac-Volant.

Échantillon No:	Tc-293	Tc-320	Tc-316	Tc-318
Type de roche*:	SF-Diss	SF-Diss	SF-Diss	SF-Diss
S%	2,88	7,23	1,79	5,08
Fe(S)	3,94	9,98	2,51	6,99
Ni	0,23	0,53	0,11	0,34
Cu	0,14	0,33	0,07	0,32
Co (ppm)	0,014	0,026	0,012	0,021
Na ₂ O	2,81	2,55	2,86	3,04
K ₂ O	0,65	0,62	0,82	0,64
As	0,1	0,4	0,4	0,5
Se	3	6	3	8
Sb	0,05	0,12	0,02	0,09
Ag	0,94	1,91	1,09	4,40
Cr	185	120	150	139
Sc	23,15	15,76	25,81	12,08
V	108	123	197	89
Zn	107	176	127	113
Cs	0,40	0,52	0,36	0,09
Rb	7,46	10,26	5,25	6,95
Ba	254,77	474,50	289,52	356,84
Th	1,05	0,92	1,11	1,03
Ta	0,17	0,30	0,28	0,19
Hf	2,12	2,15	3,04	1,73
La	12,61	18,33	15,10	14,46
Ce	26,16	38,88	32,05	28,79
Nd	19,76	28,91	24,68	19,82
Sm	3,07	4,19	4,50	2,86
Eu	0,92	1,24	1,45	1,15
Tb	0,24	0,31	0,55	0,26
Yb	1,42	1,18	2,42	0,85
Lu	0,20	0,19	0,37	0,13
Os(ppb)	1,4	<1.8	<2.3	0,9
Ir	0,15	0,15	<0.04	0,19
Ru	2,97	7,90	7,12	5,97
Rh	<0.45	<0.59	<1.10	0,35
Pt	<3.3	24,7	<6.7	33,2
Pd	14,3	147,8	4,3	58,5
Au	3,8	7,8	1,5	9,2
Re	2,36	1,78	0,77	2,79
S/Se	9138	12832	5158	6652
Cu/Pd	97998	22331	156430	54735
Pd/Ir	93	1019	-	308

*SF-Diss = Sulfures disséminés

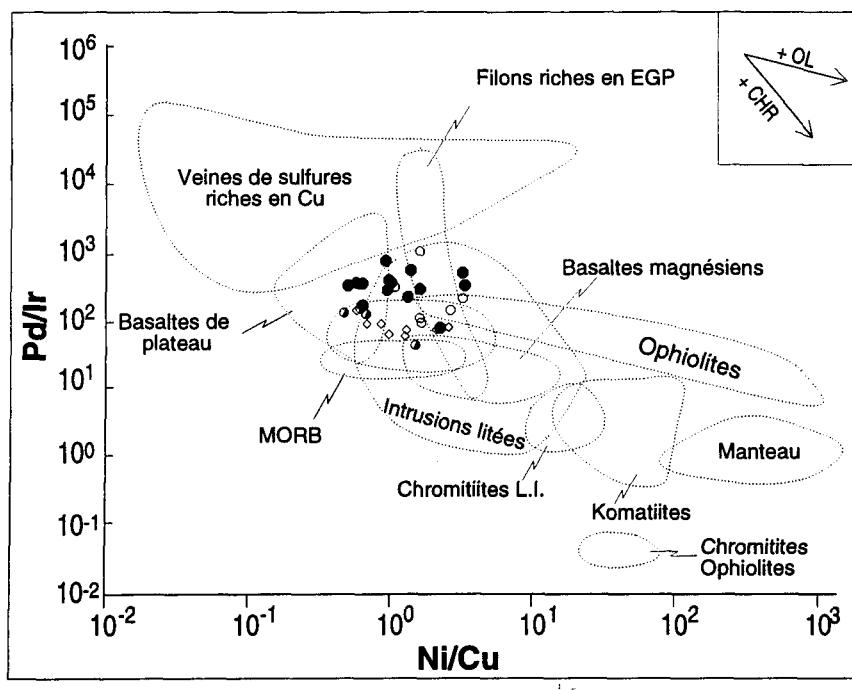


Figure 4.11: Diagramme de variation du rapport Pd/Ir vs Ni/Cu des roches gabbronoritiques et des sulfures massifs de Lac-Volant.
 (Les champs des différentes roches mantelliques sont tirées de Barnes et al. 1988).
 (\bullet) Sulfures massifs, (\circ) Sulfures disséminés, (\diamond) Gabbronorite

dépourvues d'olivine et de chromite. Comme le coefficient de partage du nickel et du cuivre ainsi que du palladium et de l'iridium dans les sulfures sont similaires, l'effet de ségrégation des sulfures ne peut pas être détecté sur le diagramme Pd/Ir versus Ni/Cu.

4.2.3.2 Relations entre les éléments chalcophiles et le soufre

La pyrrhotine, la chalcopyrite et la pentlandite sont les principales phases qui forment les sulfures de Lac-Volant. Si ces phases sont les seules qui contrôlent la distribution des métaux, on s'attendra à une corrélation positive entre les éléments chalcophiles et le soufre.

Les diagrammes de la figure 4.12 montrent que le Ni, Cu, Co, Se, Au, Ir, Rh, Re, Pd se corrèlent bien avec le soufre. Une telle tendance suggère un contrôle minime des phases silicatées et un contrôle exclusif par les phases sulfurées sur la distribution des métaux. Dans les diagrammes Ni, Cu, Co, Ir, Rh, Re vs S, on constate que les échantillons tombent le long d'une ligne de mélange entre une roche silicatée pauvre en métaux et le composant sulfuré. Les diagrammes de la figure 4.12-a-b-c montrent que le cuivre varie beaucoup dans les sulfures massifs par rapport au nickel et au cobalt. En contraste, le platine, l'arsenic, l'argent et l'osmium ne montrent pas de corrélation avec le soufre (figure 4.12-g-k-l). Leur dispersion aléatoire peut être expliquée par leur caractère mobile lors de l'événement métamorphique. La veine de chalcopyrite est marquée par une croix dans les diagrammes de la figure 4.12. Cette veine montre un enrichissement en or et en argent.

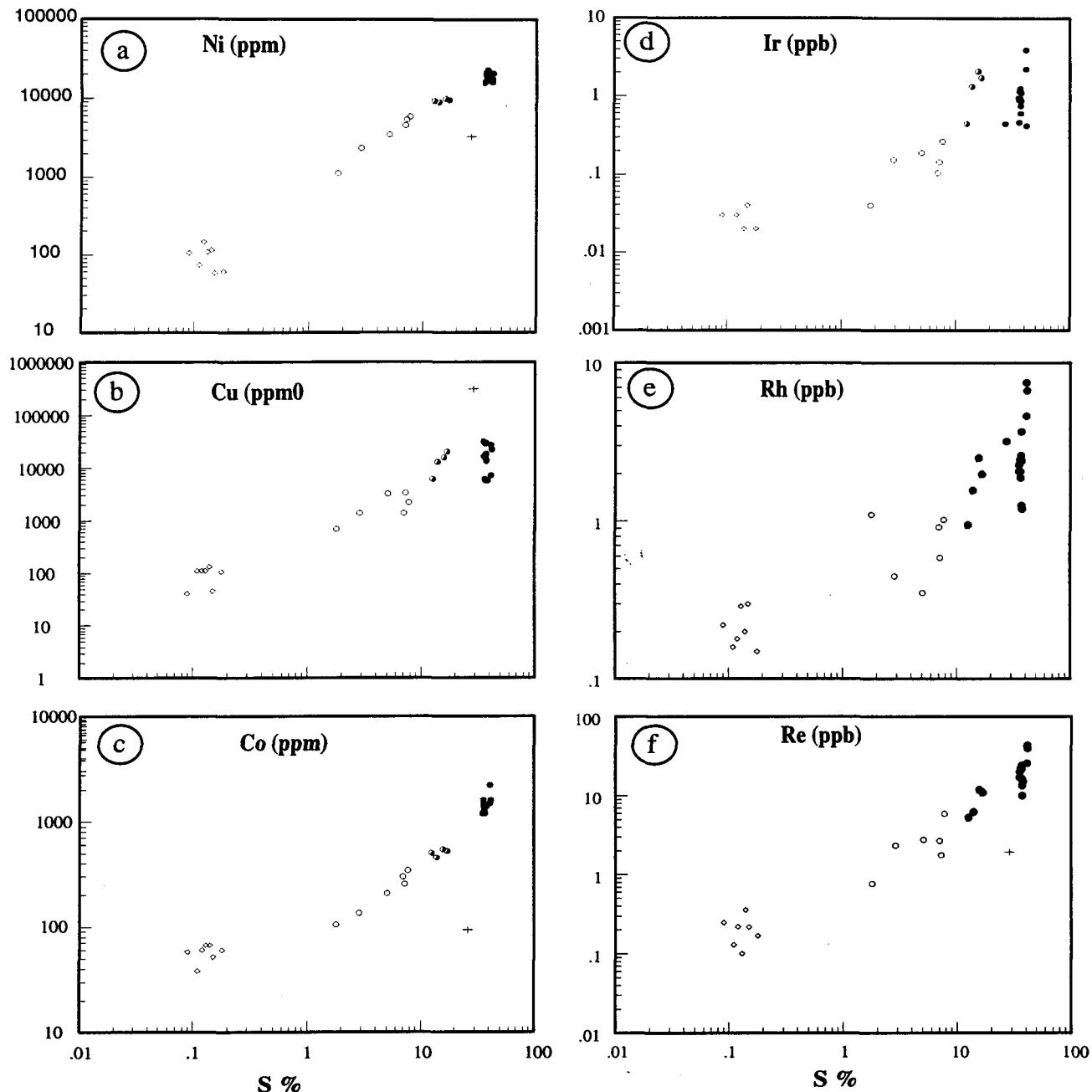


Figure 4.12: Diagramme binaires a) Ni vs S, b) Cu vs S, c) Co vs S, d) Ir vs S, e) Rh vs S, f) Re vs S montrant une corrélation positive. ● Sulfures massifs ○ Sulfures disséminés ◊ Gabbronorite + Veine de chalcopyrite.

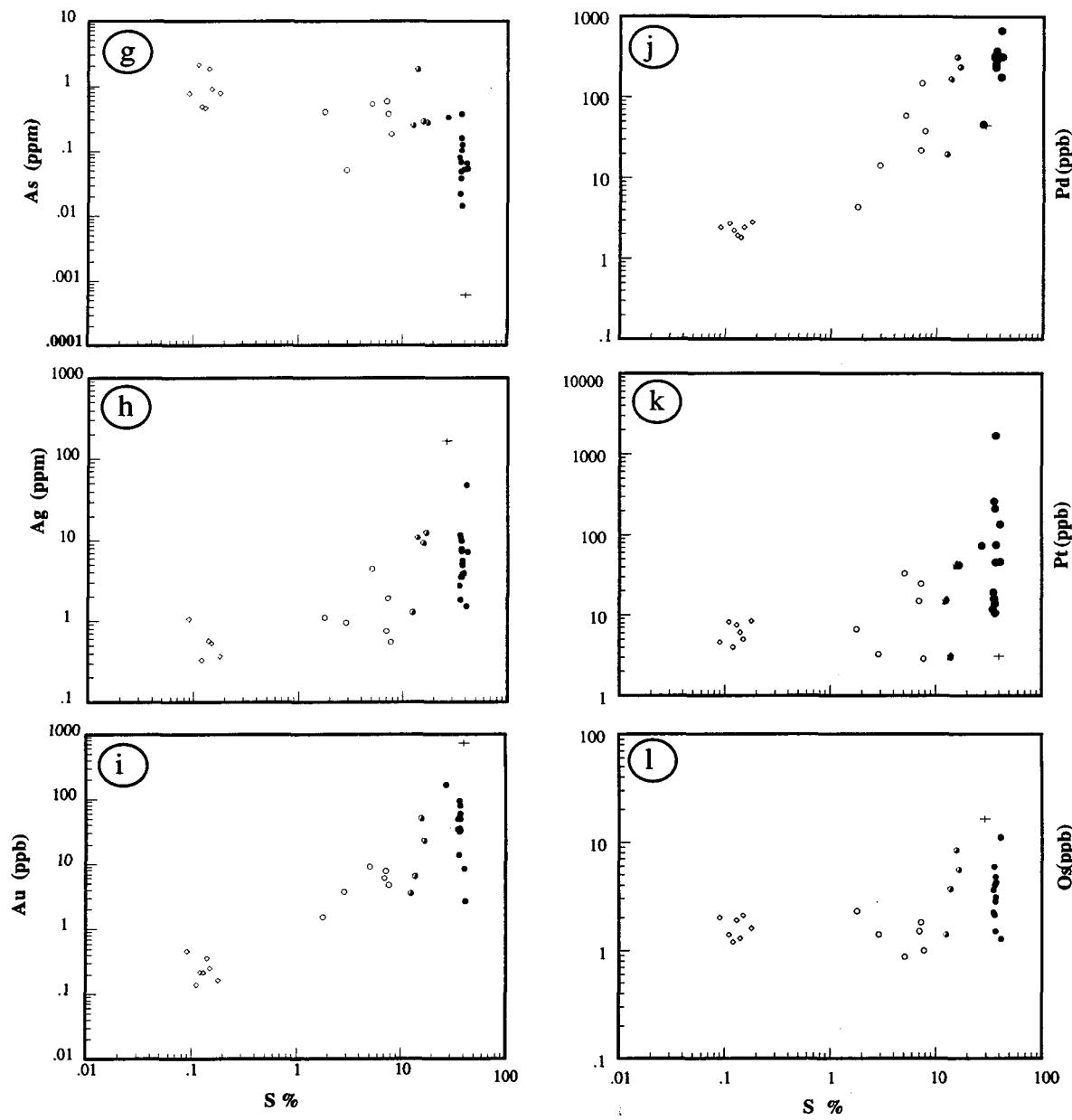


Figure 4.12 (suite): Diagrammes g) As vs S, h) Ag vs S, i) Au vs S, j) Pd vs S, k) Pt vs S et l) Os vs S. ● Sulfures massifs ○ Sulfures matriciels ◊ Sulfures disséminés + Gabbronorite Veine de chalcopyrite.

Étant donné que la plupart des éléments chalcophiles et ÉGP sont concentrés dans les sulfures, il est utile de recalculer la composition des sulfures à 100% afin de pouvoir comparer les sulfures de Lac-Volant entre eux et avec d'autres gisements.

4.2.3.3 Composition des sulfures

Les roches minéralisées de Lac-Volant sont divisées en trois groupes: les sulfures massifs, les sulfures matriciels et les sulfures disséminés. Cette subdivision est basé sur la proportion de sulfures présents dans la roche et sur la texture du minerai.

Seuls les sulfures disséminés et matriciels ont été recalculés à 100% de sulfures. Les sulfures massifs représentent déjà près de 100% de la roche (36 à 41% de soufre). Pour recalculer les données analytiques à 100 % de sulfures, nous avons également supposé que les sulfures consistent essentiellement en pyrrhotite, en pentlandite et en chalcopyrite. La méthode de calcul de la composition des sulfures est tirée de Barnes et Francis (1995).

La concentration d'un élément dans la fraction sulfurée d'une roche (C_s) est égale au rapport de la concentration de l'élément dans la roche (C_r) sur le poids de la fraction des sulfures que contient cette roche (W).

$$C_s = C_r/W \quad (1)$$

$$W = S_t + (Ni_t - Ni_{sil}) + (Cu_t - Cu_{sil}) + Fe_{sul} \quad (2)$$

Où S_t = S total; Ni_t = Ni total; Ni_{sil} (80 ppm) = Ni dans les silicates; Cu_t = Cu total

$Cu_{sil}(50\text{ppm}) = Cu \text{ dans les silicates}; Fe_{sul} = \text{quantité de fer dans les sulfures}$

$$Fe_{sul} = Fe_{pn} + Fe_{po} + Fe_{cp} \quad (3)$$

Où $Fe_{pn} = \text{Concentration de Fe dans la pentlandite}$

$Fe_{cp} = \text{Concentration de Fe dans la chalcopyrite}$

$Fe_{po} = \text{Concentration de Fe dans la pyrrhotite}$

$$Fe_{pn} = \{(Ni_r - Ni_{sil})/58.7\} * 55.847$$

$$Fe_{cp} = \{(Cu_r - Cu_{sil})/63.546\} * 55.847$$

En assumant, selon nos résultats d'analyse à la microsonde, la formule de la pyrrhotite comme étant Fe_7S_8 , on obtient:

$$Fe_{po} = 7/8 * \{S/32 - ((Ni/58.7)*8/4.5) - ((Cu/63.54)*2)\} * 55.847$$

En substituant les résultats de Fe_{pn} , Fe_{cp} , Fe_{po} dans la relation (3), on obtient une formule générale pour le calcul de Fe_{sul} .

$$Fe_{sul} = 1.53*S - 0.53*Ni - 0.66*Cu - 0.0239 \quad (4)$$

En substituant la relation (4) dans l'équation (2), on obtient le %poids de la fraction sulfurée:

$$W = \{(2.53*S + 0.53*Ni + 0.34*Cu)\}. \quad (5)$$

Enfin la substitution du résultat de l'équation (5) dans l'équation (1) donne la concentration d'un élément considéré dans les sulfures de Lac-Volant. Le tableau 4.5 représente les résultats des calculs à 100% de sulfures dans les roches gabbronoritiques du dyke. Les sulfures disséminés montrent une composition moyenne ($n=10$) de 2.38% Cu, 2.64% Ni, 17.75 ppm Ag, 65.36 ppb Pt et 377.85 ppb Pd. Tandis que les sulfures massifs

Tableau 4.5: Teneurs en ÉGP et en métaux chalcophiles recalculées à 100% sulfures, pour les sulfures disséminés et matriciels de Lac-Volant.

Échantillon No	Tc-124-A1	Tc-168-a	Tc-168-b	Tc-315	Tc-310 **SF-Diss	Tc-309 SF-Diss	Tc-320 SF-Diss	Tc-293 SF-Diss	Tc-316 SF-Diss	Tc-318 SF-Diss
Type de roche:	*SF-Mtr	SF-Mtr	SF-Mtr	SF-Mtr						
S %	39,76	39,72	39,61	40,03	40,09	39,99	40,01	40,05	39,95	39,90
Fe(S)	53	53	52	56	55	54	54	54	55	54
Ni	2,49	2,43	2,23	2,52	2,97	2,86	2,89	3,09	2,28	2,61
Cu	3,73	4,01	4,73	0,77	1,11	1,92	1,80	1,88	1,41	2,47
Co	0,12	0,12	0,12	0,14	0,15	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12
As (ppm)	5,17	0,72	0,67	3,30	0,95	0,78	2,04	0,72	8,85	4,12
Se	37,13	32,53	35,47	21,41	35,59	24,77	20,11	16,02	32,81	44,27
Sb	0,72	0,21	0,16	0,24	0,31	0,21	0,64	0,66	0,51	0,69
Ag	30,91	23,38	29,39	4,25	2,84	4,06	10,58	13,09	24,39	34,56
Os (ppb)	10,5	21,4	13,1	<8.6	<5.2	<4.4	<10	19,5	<51.3	6,9
Ir	3,83	5,24	4,07	0,60	1,38	1,42	0,80	2,13	<0.89	1,49
Ru	11,15	16,12	25,53	65,44	20,89	<12.7	43,73	41,36	158,80	46,86
Rh	4,50	6,38	4,72	<5.25	5,31	3,02	<3.27	<6.26	<24.55	2,78
Pt	<8.9	107,9	100,2	<85.5	<15	48,2	136,7	<45.9	<149.5	260,6
Pd	475,4	788,6	558,7	124,8	196,1	62,2	817,8	198,7	97,0	459,2
Re	17,98	30,17	26,10	15,43	30,83	16,90	9,86	32,80	17,09	21,92
Au	37,8	122,9	86,6	13,1	39,9	34,9	13,8	146,0	40,2	248,2

* SF-Mtr = Sulfures matriciels

**SF-Diss = Sulfures disséminés

donnent une composition moyenne ($n=17$) de 1.79 % Cu, 1.82 % Ni, 8.76 ppm Ag, 150 ppb Pt et 268 ppb Pd. Les sulfures disséminés sont donc légèrement plus riches en métaux que les sulfures massifs. Ceci pourrait être expliqué par une plus grande interaction des sulfures disséminés avec le magma du dyke.

4.3 Contamination

4.3.1 Les éléments lithophiles

La contamination d'un magma se fait lors de son ascension à travers la croûte. Cette contamination sera d'autant plus évidente que la composition de la roche incorporée est très différente de celle du liquide. La contamination peut s'effectuer par assimilation des roches sédimentaires et/ou felsiques ou par mélange de magmas.

L'assimilation de la croûte continentale par un magma mafique affecte principalement les teneurs en SiO_2 , Sr, Ba, Rb et Cs, Th et en terres rares légères. En effet ces éléments sont fortement enrichis dans la croûte continentale tout en étant présents à des faibles teneurs dans les magmas de nature tholéitique. Le mélange de matériaux aurait comme effet de produire un magma final avec des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre les deux matériaux initiaux.

Deux types de roches forment l'encaissant du dyke gabbronoritique de lac Volant:

i) Métagabbronorite: trois échantillons ont été analysé pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les ÉGP. À l'exception des teneurs élevées en K₂O, Ba et Rb, ces roches présentent une composition similaire à celle du dyke gabbronoritique (figure 4.13). Le métagabbronorite a une composition tholéïtique et un Mg# moyen de 0.59 (3 échantillons). Cette similitude suggère que les magmas parents du dyke gabbronoritique et de son encaissant mafique (métagabbronorite) ont des origines semblables.

ii) Paragneiss, cette roche (l'échantillon analysé) présente une composition très riche en silice (71%), en aluminium (13.6), et en éléments incompatibles. L'enrichissement en nickel (117 ppm), en cuivre (176ppm) et en zinc (1.3%) dans le paragneiss est lié à la teneur importante en soufre (3.4 %) (tableau 4.6). La composition en éléments incompatibles du paragneiss est comparable à celle du granite (tableau 4.6). En effet ces roches présentent des teneurs élevées en thorium, rubidium et barium. La composition du paragneiss est similaire à celle de la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985) et aussi à la composition moyenne des granites protérozoïques (Condie 1993) (figure 4.14).

Le magma mafique de Lac-Volant semble avoir subi de la contamination crustale. Le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb illustre clairement qu'il s'agit de roches d'affinité calco-alcalines (figure 4.7).

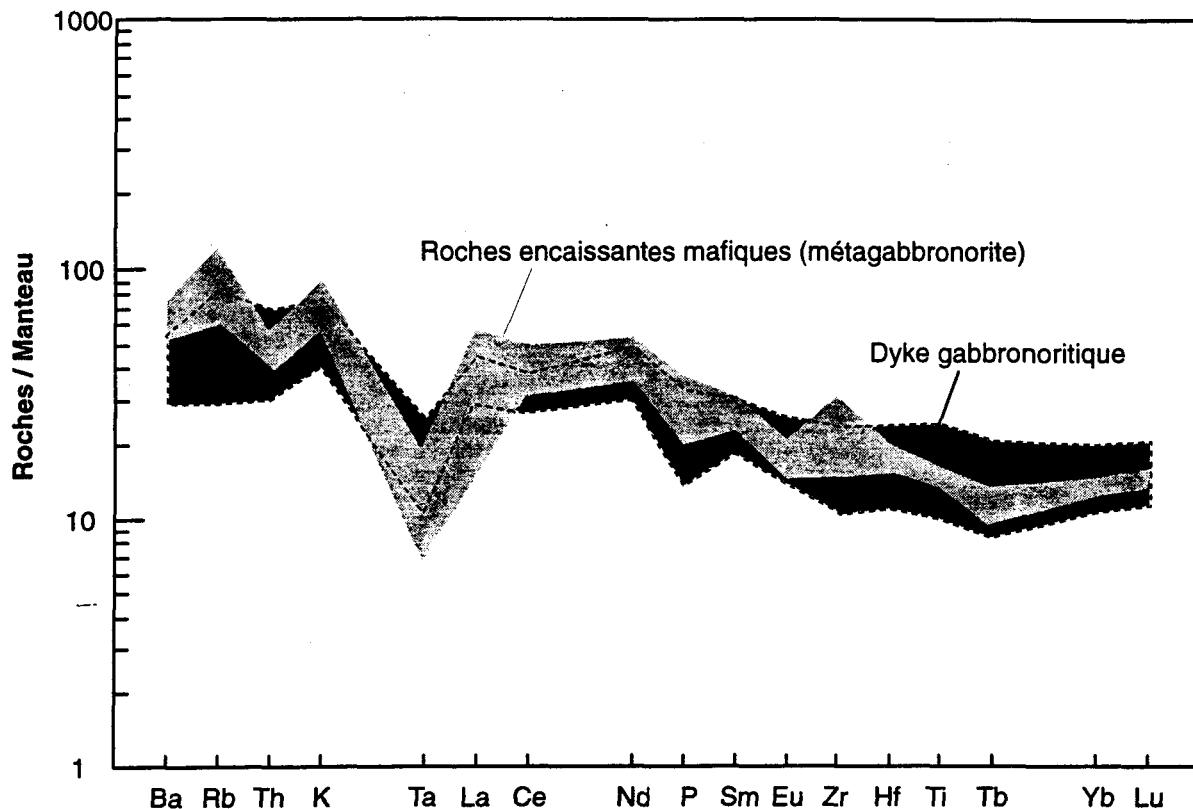


Figure 4.13: Diagramme multi-éléments des roches mafiques dans le secteur de Lac-Volant. On note des signatures géochimiques semblables pour le dyke de gabbronorite et l'encaissant méttagabbronoritique. Les valeurs de normalisation sont tirées de Thompson (1982).

Tableau 4.6: Résultats analytiques pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les ÉGP dans les roches felsiques de Lac-Volant.

Échantillon No:	Tc-528-b	Tc-131	Met-1	*Croûte continentale	**Granite protérozoïque
Type de roche***:	Monz à Qz	Monzonite	Paragneiss		
SiO ₂ (Wt. %)	67.9	78.9	70.9	66	73
TiO ₂	0.95	0.13	0.62	0.5	0.28
Al ₂ O ₃	13.70	11.00	13.6	15.2	13.5
FeO	4.38	0.94	3.87	4.5	2.3
MnO	0.08	0.01	0.04	—	—
MgO	1.06	0.15	1.91	2.2	0.42
CaO	3.23	0.61	0.31	4.2	1.3
Na ₂ O	3.31	2.52	2.14	3.9	3.2
K ₂ O	3.01	5.64	3.41	3.4	4.8
P ₂ O ₅	0.24	—	0.07	—	0.08
S	0.06	0.06	3.41	—	—
Fe (S)	—	—	2.32	—	—
PAF	0.65	0.36	—	—	—
Total	98.57	100.32	102.60	99	99.18
Cr (ppm)	14	2	68	35	18
Ni	—	13	5	117	20
Co	9	—	26	10	5.5
Sc	14	1	8	11	5
V	51	5	172	60	20
Cu	37	13	176	25	—
Zn	119	29	13 000	71	—
As	0.125	0.141	2	1.5	—
Ag	—	0.237	1.3	50	—
Se	8.82	2.686	3.6	0.05	—
Sb	0.04	0.029	0.3	0.2	—
Rb	68	199	82	112	156
Cs	0.71	0.71	0.87	3.7	—
Ba	1437	205	642	550	750
Ta	1.31	0.46	0.84	2.2	1.5
Hf	9.63	2.97	4.44	5.8	7
Th	1.01	9.52	17	10.7	18
U	0.87	1.28	5.3	2.8	4.5
La	25.18	14.87	30.66	30	48
Ce	52.8	53.1	51.5	64	115
Nd	37.2	21.1	7.7	26	54
Sm	6.73	3.75	4.27	4.5	8.7
Eu	2.32	0.29	1.02	0.88	1
Tb	0.85	—	0.19	0.64	1.28
Yb	5.16	1.70	1.48	2.2	3.5
Lu	0.86	0.28	0.23	0.32	0.58

** Condie, 1993

* Taylor et McLennan, 1985

*** Types de roches

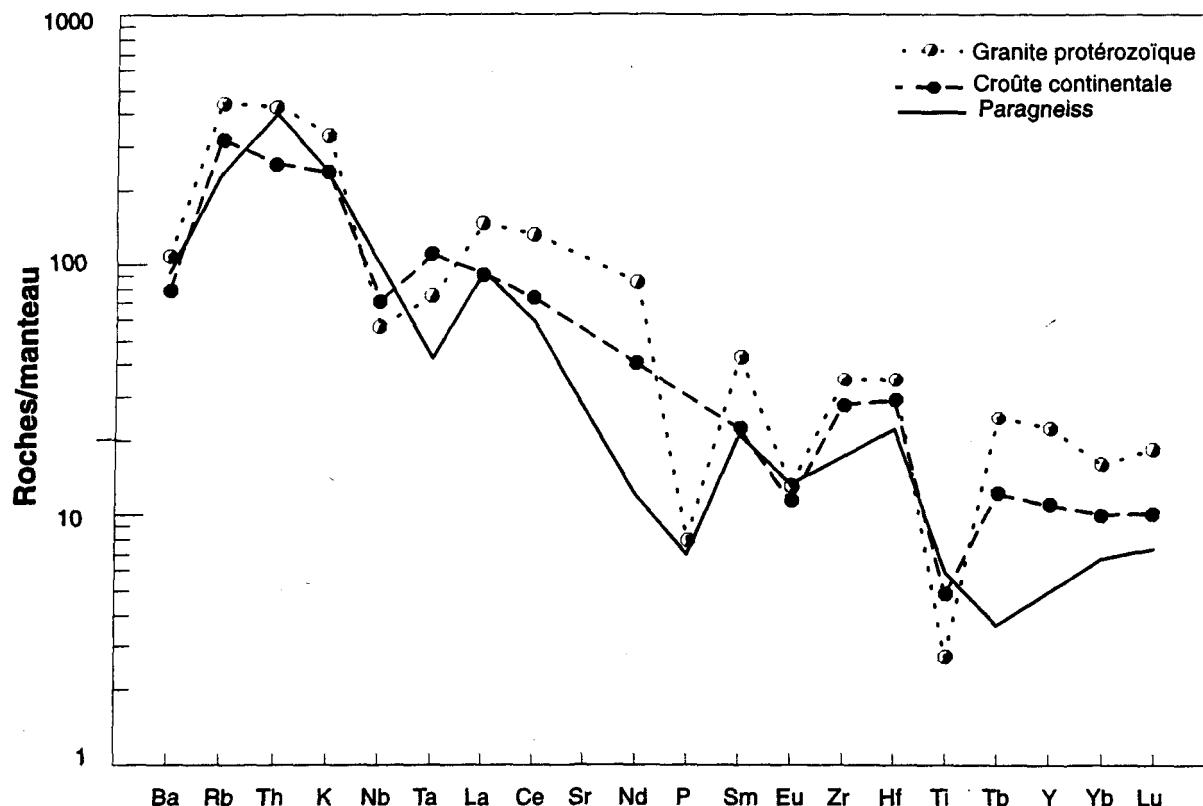


Figure 4.14: Diagramme multi-éléments comparant le paragneiss de Lac-Volant, la composition moyenne du granite proterozoïque (Condie, 1993) et celle de la croûte continentale (Taylor et McLennan 1985).

La possibilité d'un magma calco-alcalin est rejetée. En effet les éléments majeurs montrent que le magma de Lac-volant est tholéitique. Dans le diagramme multi-éléments de la figure 4.13, on constate un enrichissement en éléments incompatibles et une anomalie négative en tantale. Cette signature géochimique des roches de Lac-Volant pourrait être le résultat de la contamination ou d'un mélange de magmas.

Le diagramme multi-éléments de la figure 4.15 montre que le dyke gabbronoritique de Lac-Volant pourrait être le produit de la contamination ou encore d'un mélange de magmas, peut-être entre un magma de type MORB-N et les paragneiss de la région. Le tableau 4.7 montre la composition d'un mélange entre le paragneiss du Lac Volant et un magma type MORB-N dans les proportions de 15% de sédiments et de 85% de magma mafique. La plupart des oxydes, des éléments incompatibles et les éléments des terres rares sont présents à des teneurs semblables entre le mélange calculé et les roches gabbronoritiques des dykes à l'exception de P_2O_5 et Nd.

D'autres éléments (Th, Ta, Yb, Rb) ont été utilisés dans des diagrammes de modélisation (figure 4.16-a-b-c) pour confirmer qu'on peut produire un magma du type de celui de Lac-Volant avec un taux de contamination qui varie entre 10 et 15 %. Ces résultats sont corroborés par les données pétrographiques qui montrent la présence de xénolites. En effet, le dyke gabbronoritique de Lac-Volant renferme des fragments de granite et de quartzite de taille et de forme variable. Cela suggère que le magma de Lac-Volant a

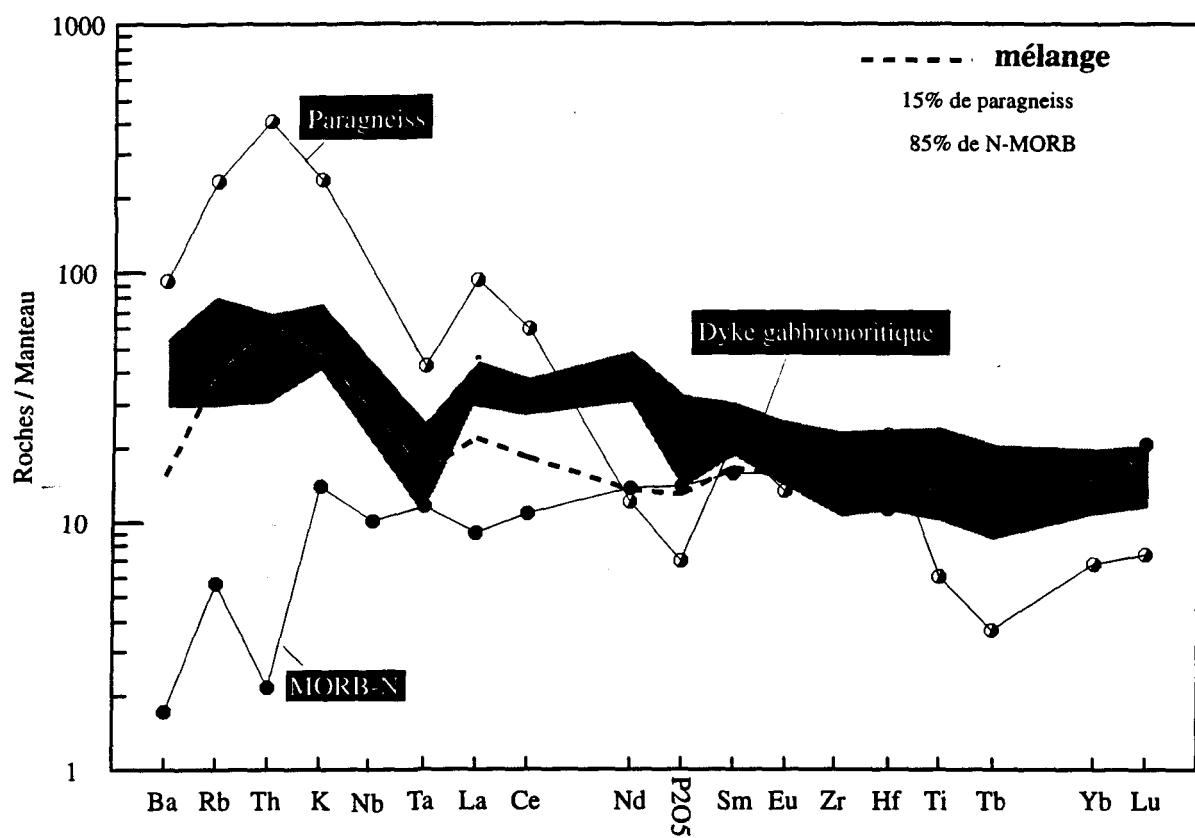


Figure 4.15: Diagramme multi-éléments suggérant de la contamination crustale dans les roches gabbronoritiques de Lac-Volant.

Tableau 4.7: Modélisation de la contamination

	Gabbronorite Moyenne (n=6)	Paragneiss (n=1)	N-MORB (*) Moyenne (n=8)	Mélange 15;85
SiO ₂ (%pds)	49,48	71	50,42	53,51
TiO ₂	1,61	0,62	1,5	1,37
Al ₂ O ₃	14,82	13,6	14,93	14,73
FeO	9,55	3,87	10,41	9,43
MnO	0,2	0,04	0,18	0,16
MgO	7,33	1,91	7,46	6,63
CaO	9,13	0,31	11,49	9,81
Na ₂ O	2,73	2,14	2,43	2,39
K ₂ O	0,82	3,41	0,2	0,68
P ₂ O ₅	0,22	0,07	0,14	0,13
Total	99,08	100,03	99,16	99,29
—	—	—	—	—
Cr(ppm)	126	67,63	260	231
Ni	158	117	110	111
Co	63	26	54	50
Sc	31	7,62	40,2	35,31
V	228	172	—	—
Cu	107	176	—	—
Zn	136	13000	—	—
As	0,79	2	—	—
Ag	1,58	1,26	—	—
Se	3,18	3,55	—	—
Sb	0,09	0,3	—	—
—	—	—	—	—
Rb	18,35	81,6	1,97	13,91
Cs	0,98	0,87	—	0,13
Ba	286,21	642,33	11,8	106,38
Ta	0,32	0,84	0,23	0,32
Hf	3,3	4,44	2,24	2,57
Th	1,81	17	0,09	2,63
U	0,58	5,3	—	0,80
—	—	—	—	—
La	12,12	30,66	2,94	7,10
Ce	28,24	51,47	9,3	15,63
Nd	24,95	7,67	8,7	8,55
Sm	4,93	4,27	3,17	3,34
Eu	1,54	1,02	1,2	1,17
Ho	1,19	—	—	—
Tb	0,71	0,19	0,85	0,75
Yb	3,21	1,48	3,51	3,21
Lu	0,47	0,23	0,64	0,58

(*) Viereck et al. 1989

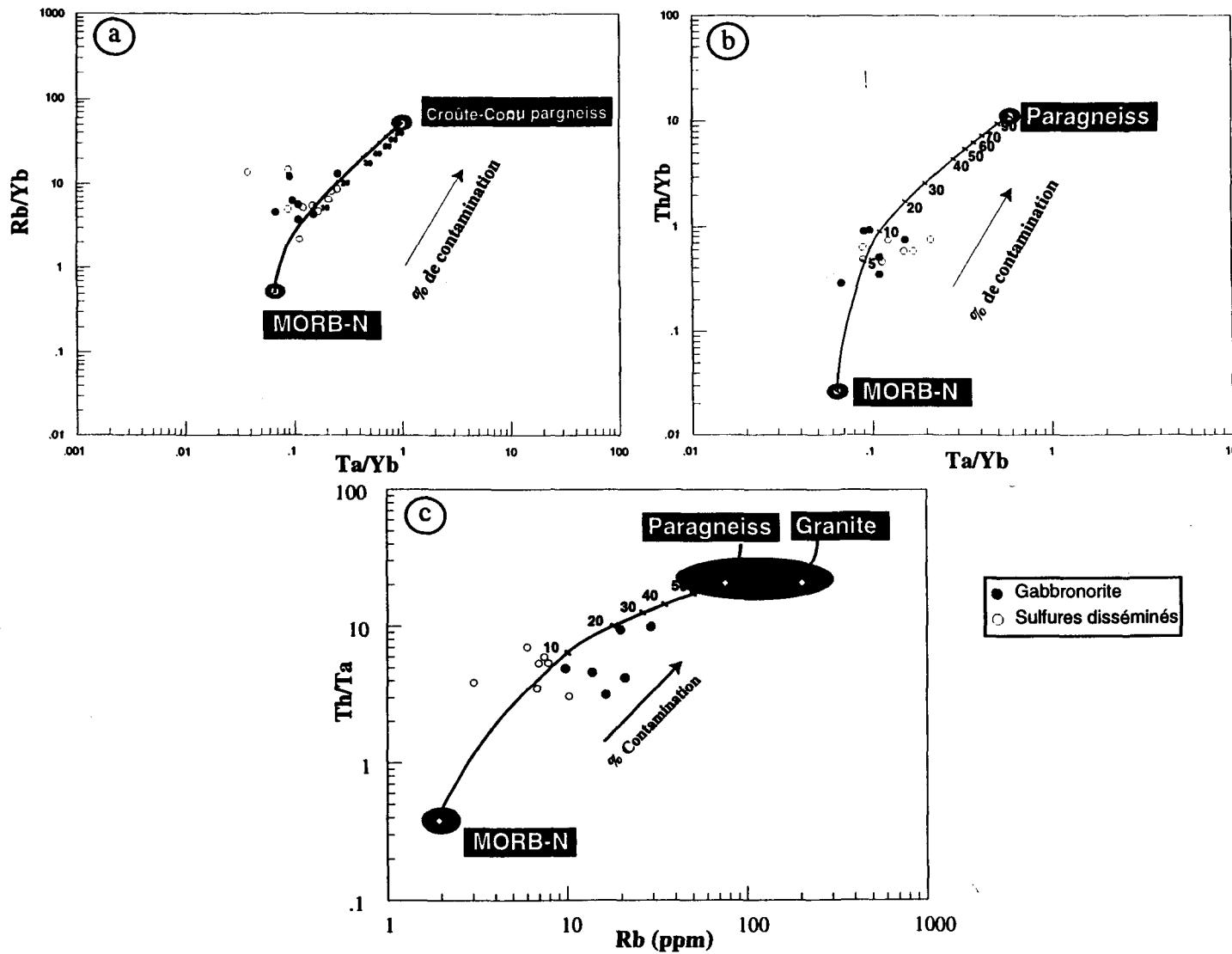


Figure 4.16: Diagrammes a) Ta/Yb vs Ta/Yb , b) Ta/Yb vs Th/Yb et c) Rb vs Th/Ta montrant que 10 à 20 % de contamination est suffisant pour expliquer la composition gabbronoritique de Lac-Volant.

assimilé les roches encaissantes felsiques de la région. Cette assimilation aurait permis une incorporation des éléments lithophiles qui auraient probablement contribué à la signature géochimique du gabbronorite de Lac-Volant. Cette signature est caractérisée par un enrichissement en ÉTRL et en éléments incompatibles (Rb, Th...) et par une anomalie négative en tantale. Une telle signature est semblable à celle des roches calco-alcalines. Cette signature peut être considérée normale pour un magma mafique du type Lac-Volant.

Ce magma aurait été semblable à un magma de type N-MORB, dont la composition aurait été modifiée pendant son séjour dans la croûte continentale.

4.3.2 Les éléments chalcophiles

Les données isotopiques de soufre, les rapports Se/S et la présence de xénolites ont permis de conclure que certains gisements magmatiques de nickel comme ceux de Noril'sk, Sudbury et de Thompson (Eckstrand 1989), du complexe de Duluth (Ripley et Alawi, 1988; Thériault et al., 1997), de Kambalda (Lesher et Arndt, 1995) et de Muskox (Barnes et Francis, 1995) ont été générés suite à la contamination du magma mafique par du soufre provenant des roches crustales, généralement des roches sédimentaires sulfurées ou des paragneiss sulfurés.

4.3.2.1 Sélénium (Se) et le rapport S/Se

Des études sur le comportement géochimique du sélénium dans les environnements naturels montrent que cet élément trace chalcophile est concentré dans les environnements

volcaniques et magmatiques (Auclair et Fouquet, 1987). Le sélénium est un élément similaire au soufre du point de vue géochimique. Il est cependant moins soluble et moins mobile que le soufre. Le Se est généralement réduit et appauvri dans les roches sédimentaires crustales par rapport aux roches dérivées du manteau (Eckstrand and Hulbert 1987). Pour cette raison, le rapport S/Se est très utilisé pour identifier la source du soufre dans les dépôts magmatiques et surtout lorsque l'assimilation des roches encaissantes est impliquée dans la genèse de la minéralisation (Paktunc 1989; Eckstrand et Cogulu 1989).

Les sulfures de Lac-Volant ont un rapport S/Se qui varie entre 9000 et 16 000 (figure 4.17). Ces valeurs sont supérieures à celles du manteau (2000 à 5000). Les rapports élevés de Lac-Volant sont semblables à ceux de certaines roches comme les norites contaminées et les roches sédimentaires du Complexe de Duluth (Thériault et al 1997). La position des échantillons dans le diagramme de la figure 4.17 peut être expliquée par:

i)- la contamination, c'est à dire par une addition de soufre d'origine extérieure (figure 4.18). Cette addition peut affecter le rapport S/Se et par conséquent leur position dans le diagramme (figure 4.17).

ii)- le facteur R; comme les autres métaux, le Se est contrôlé par le facteur R. Le rapport S/Se des sulfures de Lac-Volant est élevé car la teneur en Se est très faible. Cette dernière est due à un faible facteur R (100 à 200). Les résultats de la modélisation montrent que la composition des sulfures de Lac-Volant peuvent être expliqués par un R entre 100 et 200. C'est à dire que le magma silicaté est 200 fois plus abondant que le liquide sulfuré

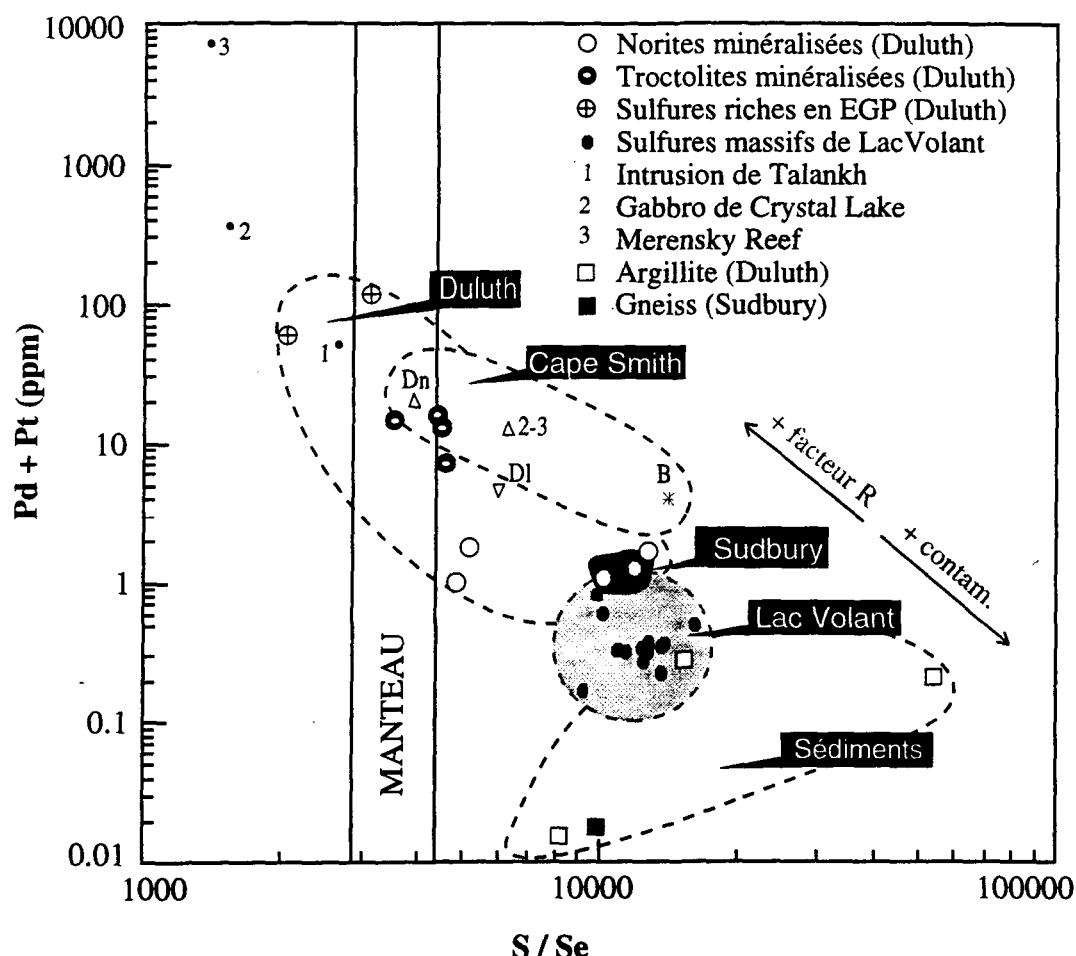


Figure 4.17: S/Se vs Pd+Pt montrant la position des échantillons de Lac-Volant par rapport à celles des sulfures provenant d'autres gisements. Les effets d'une augmentation du facteur R et d'une augmentation de la contamination du magma sont indiqués par les flèches. La position des échantillons de Lac-Volant correspondent à un facteur R de 100. Les données des dépôts de: Duluth sont tirés de Thériault et al. (1987); Donaldson (Dn), 1, 2 et 3, de Naldrett (1981); $\Delta 2-3$ de Barnes et al. (1992); Delta (Dl), de Giovenazzo (1991); Bravo (B), de Barnes et Giovenazzo (1990); Sudbury, de Farrow et Watkinson (1996).

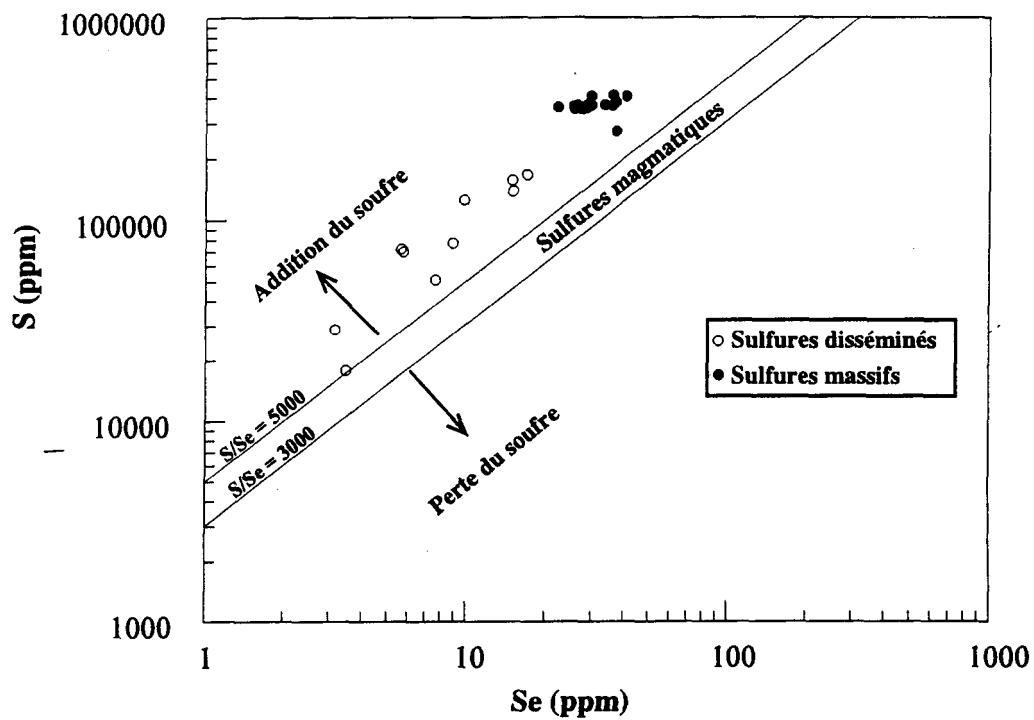


Figure 4.18: Position des échantillons de Lac-Volant dans le diagramme Se vs S suggérant une sulfurisation (Peck et Keays 1990).

contrairement aux grands gisements où le liquide sulfuré est en interaction avec un plus grand volume de magma (R entre 1000 et 10 000). Un faible facteur R engendre des faibles valeurs en ÉGP (Pt + Pd) et un grand rapport S/Se.

4.3.2.2 L'arsenic (As), l'antimoine(Sb) et l'argent (Ag)

Les éléments arsenic, antimoine et argent sont très enrichis dans les roches sédimentaires crustales. Ce sont de bons indicateurs de la contamination. La teneur en ces éléments peut être élevée dans certains dépôts magmatiques. En effet, à Duluth, la teneur en arsenic varie de 8 ppm dans les sulfures disséminés à 300 ppm dans les sulfures massifs (Theriault et al., 1997). À Pechenga en Russie, les teneurs en arsenic et argent peuvent atteindre 300 et 15 ppm respectivement (Verreault, 1996). Contrairement à ces teneurs élevées, les sulfures de Lac-Volant montrent des teneurs extrêmement faibles en arsenic (1.19 ppm), en antimoine (0.19 ppm) et en argent (11.69 ppm). Ces valeurs sont semblables à celles des sulfures de la mine Loraine (Bouchaib, 1992). Les teneurs faibles en ces éléments peuvent être liées soit à un appauvrissement des métasédiments de Lac-Volant (As = 20ppm, Ag = 12ppm, Se = 35ppm, Sb = 3ppm et Zn = 1.3%), soit à une perte de ces éléments dans le système lors de l'événement métamorphique.

4.3.2.3 Isotopes de soufre

Il existe trois réservoirs isotopiques de ^{34}S distincts: i) le soufre dérivé du manteau avec des valeurs de 0 à 3 ‰ (Chaussidon et Lorand, 1990); ii) le soufre des eaux

océaniques avec des valeurs isotopiques de +20 ‰; iii) le soufre d'origine sédimentaire fortement réduit avec de fortes valeurs négatives.

Les échantillons de sulfures de Lac-Volant ont été analysés pour les isotopes du soufre par le centre géoscientifique d'Ottawa-Carleton. Les résultats d'analyse montrent des valeurs entre +0.6 et +1.8 ‰ (tableau 4.8) avec une moyenne de +1.3 ‰ (14 échantillons). Ces valeurs sont semblables à celles du manteau. La valeur isotopique du paragneiss donne +3.2 ‰. Ces résultats ne permettent pas de conclure sur l'origine du soufre.

4.4 Cristallisation fractionnée et ségrégation des sulfures

4.4.1 Les silicates

Durant la mise en place du magma dans une chambre magmatique ou dans les conduits, le magma commence à fractionner suite à la cristallisation des phases silicatées. Les éléments qui montrent un caractère compatible dans les échantillons sont le Ni, le Cr, le CaO et le Al₂O₃. Ceci suggère la cristallisation fractionnée de plagioclase et de clinopyroxène. Cette conclusion est compatible avec la minéralogie de ces roches de nature gabbronoritique.

Les diagrammes de Pearce (1987) constituent un bon outil pour illustrer la cristallisation fractionnée. Les diagrammes {(Fe+Mg)/Sm} vs Si/Sm et Si/Sm vs Al/Sm montrent le fractionnement de plagioclase calcique, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et

Tableau 4.8: Analyses isotopiques des sulfures de Lac-Volant.

Échantillon	Type de sulfures	δ S ‰
SM-G1	massifs	1,4
SM-A1-2	massifs	1,5
SM-A3-4	massifs	1,4
SM-D8-9	massifs	1,3
SM-C3-4	massifs	1,2
SM-E	massifs	1,3
Tc-294	massifs	1,4
Tc-168-A	matriciels	1,0
Tc-168-B	matriciels	1,0
Tc-315	disséminés	1,7
Tc-306	disséminés	1,8
Tc-318	disséminés	1,0
Chalcopyrite	veine	1,4

Échantillon	δ S ‰
Paragneiss	3,2

d'olivine (figure 4.19a-b).

Nous pouvons déterminer la quantité de fractionnement ainsi que la proportion des différents minéraux qui cristallisent en utilisant l'équation pour la cristallisation fractionnée de type Raleigh ($\text{Cl}/\text{Co} = \text{F}^{\text{D}-1}$ où Cl: concentration dans le liquide final; Co: concentration dans le liquide initial; F: fraction de liquide qui reste; et D: Coefficient de partage global des phases qui cristallisent). Les résultats de la modélisation sont présentés au tableau 4.9.

Le magma parent choisi est l'échantillon Tc-96-157-a qui a un Mg# élevé (0.66) et une teneur élevée en nickel (415 ppm). Nous n'avons aucune évidence que l'olivine exerce un contrôle sur la variation géochimique de ces roches. Nous n'avons pas observé de phénocristaux d'olivine dans ces roches. Il est possible que l'olivine ait fractionné précédemment pour former le liquide le plus évolué. Ce magma ne représente pas le magma primaire. En effet, les valeurs minimales pour un magma primaire sont estimées à un Mg# de 0.68 et une concentration de chrome de 1000 ppm (Wilson 1989). Le liquide final est représenté par l'échantillon Tc-96-231-a qui a un Mg# plus faible (0.51) et des teneurs en nickel (108 ppm) et chrome (76ppm) faibles.

La variation géochimique observée dans les roches gabbronoritiques de Lac-Volant est attribuée à environ 40 à 50% de cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase dans les proportions de 46% de plagioclases et de 54% de clinopyroxènes.

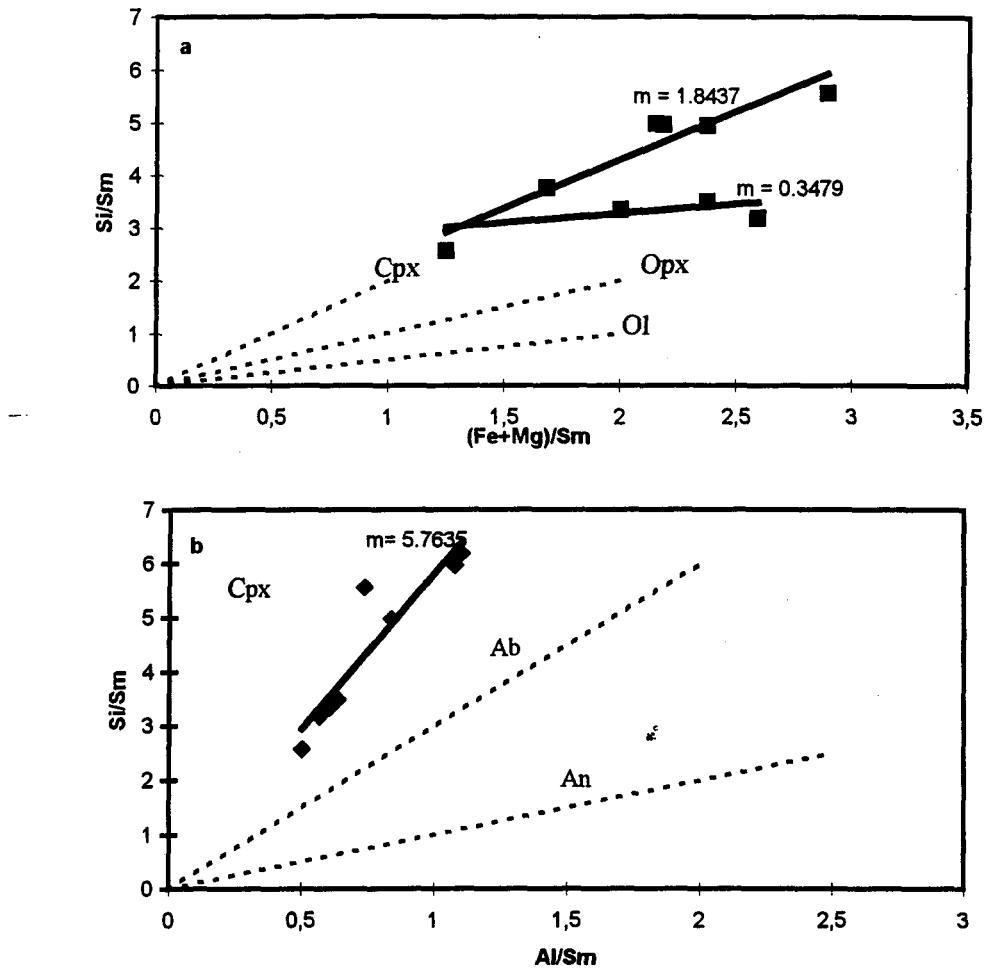


Figure 4.19: Diagrammes de Pearce pour les roches gabbronoritiques de Lac-Volant:
a) Si/Sm vs $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Sm}$, b) Si/Sm vs Al/Sm

Tableau 4.9: Modélisation de la cristallisation fractionnée

	Ci	Cl	D clinopyroxène	D plagioclase	% CF (46% Plg; 54% Cpx)
	Tc-96-157-a	Tc-96-231-a			
TiO₂	1,03	2,52	0,4	0,04	0,59
P₂O₅	0,18	0,33			—
Ni	415	108	8	0,04	0,50
Cr	231	76	5,4	0,01	0,67
Sc	28	36	0,6	0,015	0,30
Rb	10	21	0,031	0,071	0,53
Hf	2,14	4,22	0,31	0,02	0,49
Eu	1,17	2,09	0,51	0,34	0,44
Ho	0,79	1,56			—
Tb	0,54	1,05	0,57		0,49
Yb	2,24	4,55	0,3	0,031	0,51
Lu	0,35	0,67	0,56	0,06	0,48

D tirés de Irvine 1978, Irving et Frey 1984, Naldrett et Barnes 1986, Pearce et Norry 1979, Ray et al. 1983.

Les résultats de la modélisation de la contamination combinés à ceux de cristallisation fractionnée sont représentés dans la figure 4.20. Dans ces diagrammes, le chrome est choisi comme un élément sensible à la cristallisation fractionnée alors que le K₂O et le thorium sont sensibles à la contamination et à la cristallisation fractionnée. D'après ces diagrammes, on constate que le magma de Lac-Volant a fractionné ces phases silicatées (plagioclases et pyroxènes) après avoir subi un taux de contamination de 10 à 20 % (figure 4.20).

4.4.2 Les sulfures

4.4.2.1 Modélisation numérique de la composition des sulfures

Dans cette section nous avons modélisé les conditions sous lesquelles on assiste à la séparation des sulfures lors de la ségrégation magmatique, a) d'une part, en recalculant les compositions des sulfures à 100%, et b) d'autre part, en utilisant le rapport Cu/Pd.

a) L'approche des concentrations recalculées à 100 % sulfures

Campbell et Naldrett (1979) ont montré que la composition du liquide sulfuré est fortement influencée par la quantité des sulfures ségrégues. La composition des sulfures peut alors être modélisée en utilisant l'équation:

$$C_c/C_l = D^*(R + 1)/(R+D) \quad (1)$$

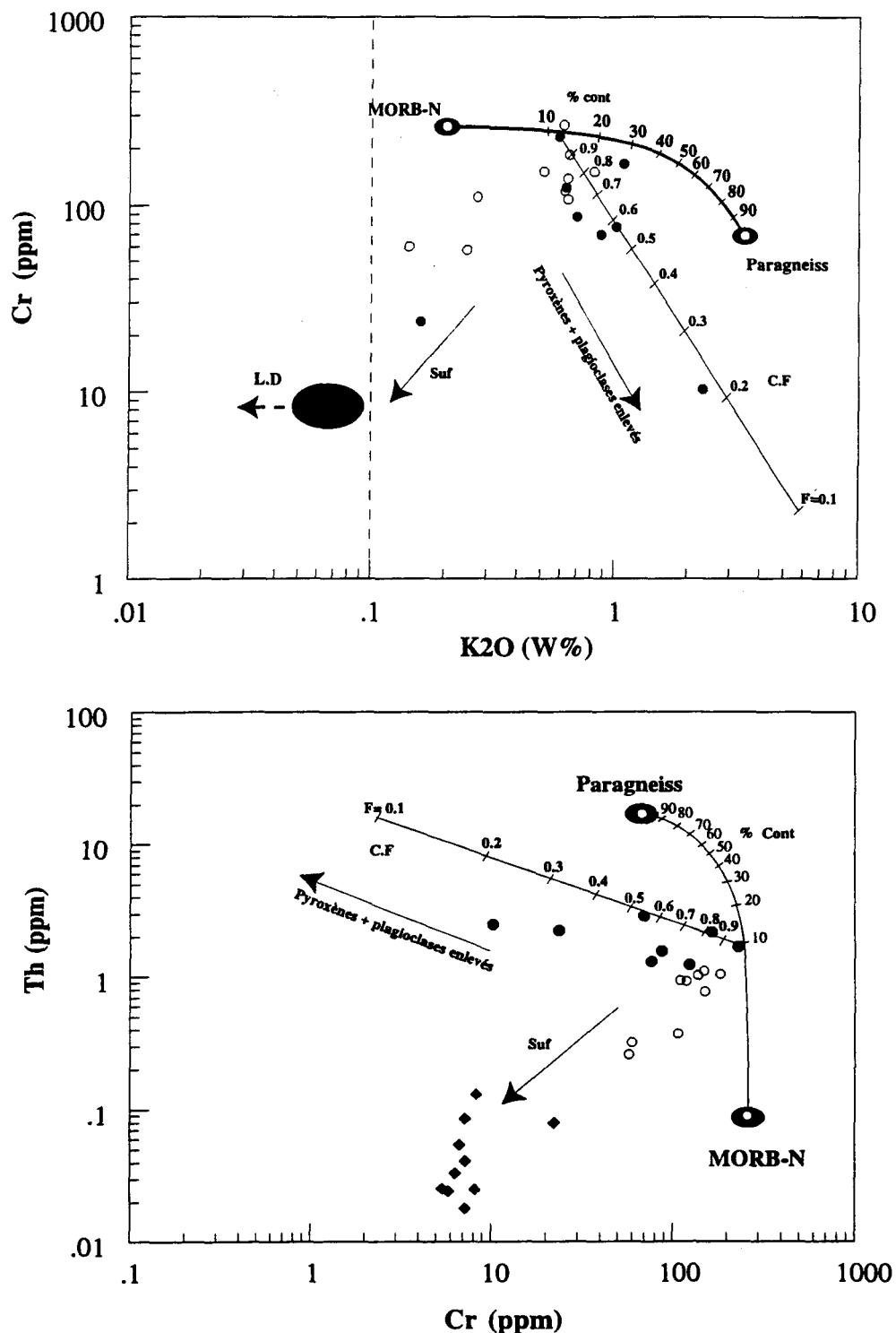


Figure 4.20: K₂O vs Cr et Cr vs Th illustrant la combinaison des deux processus:
la contamination et la cristallisation fractionnée (C.F.). • Gabbronorite, ○ Sulfures disséminés
◆ Sulfures massifs. L.D = limite de détection. Cont. contamination, Suf. sulfure.

Où C_c est la concentration de l'élément dans les sulfures, C_l est la concentration initiale de l'élément dans le liquide silicaté, D est le coefficient de partage entre le liquide sulfuré et le liquide silicaté, $R = \text{liquide silicaté (\% poids)} / \text{liquide sulfuré (\% poids)}$.

Pour la composition du liquide initial, on assume la composition du dyke gabbronoritique. Pour ce qui est de la composition des sulfures nous nous sommes limités à la composition moyenne des sulfures de Lac-Volant. La concentration des éléments dans les sulfures étant connue, la concentration du liquide silicaté initial étant choisie (moyenne des roches gabbronoritiques stériles $n=6$). L'équation (1) n'a que deux inconnues. Campbell et Barnes (1984) montrent que lorsque D est beaucoup plus élevé que R , ce qui est le cas pour des éléments comme les ÉGP, l'équation (1) revient approximativement à l'expression:

$$C_c/C_l = R + 1 \quad (2)$$

D'après cette relation, on déduit que la composition des roches de Lac-Volant peut être modélisée en utilisant un facteur R compris entre 100 et 200. Les résultats obtenus par modélisation numérique, avec un facteur R de 100 à 200 et pour un C_l égal à la composition moyenne du gabbronorite, sont très proches des valeurs moyennes analytiques recalculées à 100 % de sulfures (tableau 4.10) pour le nickel (= 2.01%), le cuivre (= 1.84%), le Co (= 0.19 ppm), le palladium (= 300 ppb) et l'or (= 54 ppb). Les basses teneurs des autres ÉGP (Os, Re, Ir) dans les sulfures expliquent les écarts de variation de ces éléments dans les résultats de la modélisation.

Tableau 4.10 : Compositions modélisées des sulfures de Lac-Volant. CI = composition du liquide initial supposé: dans ce cas, la moyenne des roches gabbronoritiques stériles du dyke (n=6).

	Ni%	Cu	Co	Os (ppb)	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
CI*	0,014	0,011	0,059	0,05	0,02	0,3	0,04	2	3	0,3
R = 100	1,18	1,01	0,19	5	2	30	4	200	300	30
R = 200	2,01	1,84	0,2	9,85	3,94	59	7,88	394	591	54
**Moyenne de Lac-Volant	2,12	2,01	0,14	8	2	30	4	189	348	63
D(coefficient de partage)	500	1000	50	10 000	10 000	10 000	10 000	10 000	10 000	10 000

* moyenne du gabbronorite

** moyenne des échantillons de Lac-Volant recalculée à 100% sulfures

b) Modélisation de la composition des sulfures en utilisant le rapport Cu/Pd.

L'avantage du rapport Cu/Pd repose d'une part sur le fait que, pour les cumulats et les liquides évolués, ce rapport ne change sensiblement que s'il y a ségrégation des sulfures; d'autre part, les oxydes et les silicates sont dépourvus de teneurs significatives en cuivre ou en palladium capables d'affecter le rapport Cu/Pd. Ceci a amené Barnes et al. (1993) à proposer un diagramme Cu/Pd versus Pd, capable de discriminer le domaine mantellique des domaines appauvris et enrichis en ÉGP, et ce sans avoir à recalculer les résultats analytiques à 100% de sulfure.

Sur ce diagramme, les échantillons de Lac-Volant tombent dans le domaine appauvri (Cu/Pd de 20 000 à 100 000) avec des valeurs de palladium de 5 à 400 ppb (figure 4.22). En utilisant l'équation (3), on peut estimer la teneur des métaux dans le magma hypothétique initial avant la ségrégation des sulfures.

$$C_f/C_i = 1/\{1 + X^*(D-1)/100\} \quad (3)$$

où C_f/C_i : est la concentration d'un élément dans le magma fractionné (gabbronorite) divisé par la concentration du métal dans le magma initial. D est le coefficient de partage du métal entre le liquide sulfuré et le magma silicaté, X est la fraction de sulfure. Si on assume que les coefficients de partage pour le Cu et le Pd sont respectivement de 1000 et 10 000, les calculs montrent que 0.001 à 0.04 (% poids) de sulfures ont été soustraits du magma en profondeur probablement dans une chambre magmatique auxiliaire. Le diagramme montre

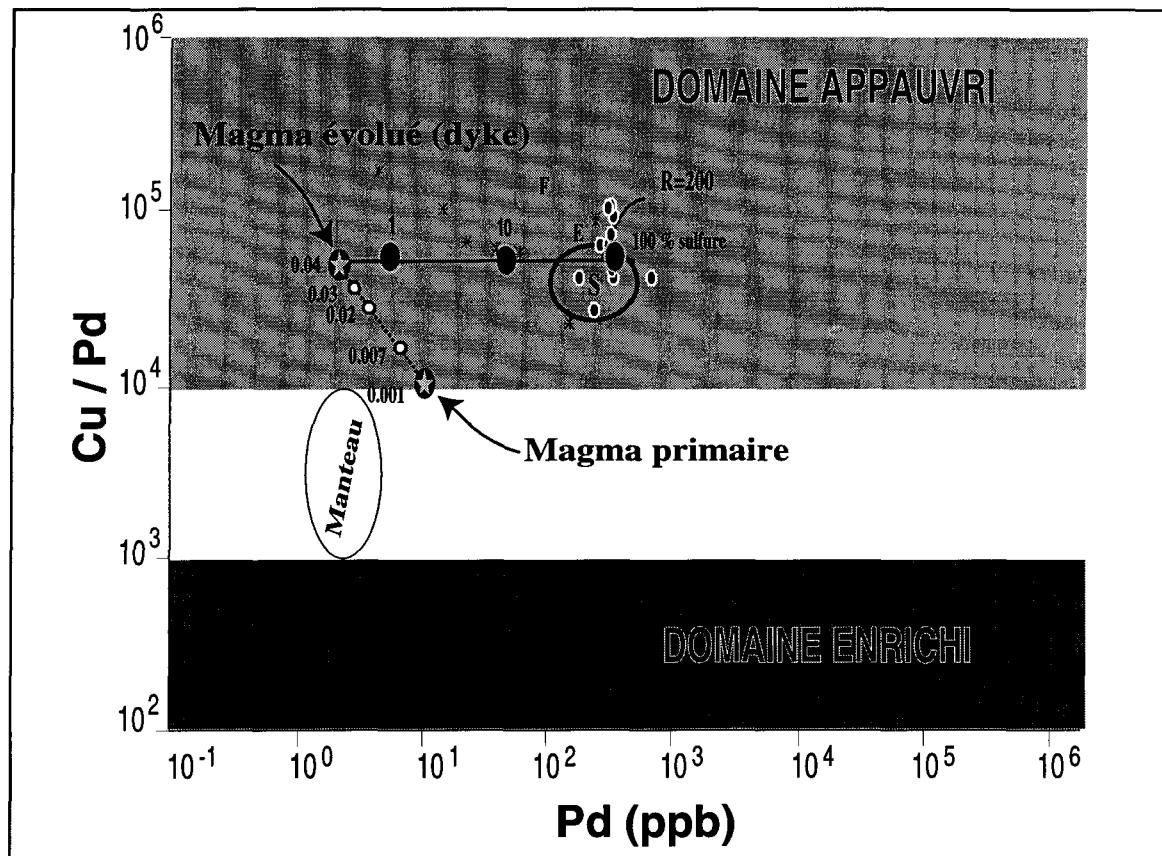


Figure 4.22: Diagramme Cu/Pd montrant la position des sulfures massifs (●) et disséminés (*) de Lac-Volant par rapport au manteau et aux domaines enrichis et appauvris en EGP. Barnes et al. 1988.

que l'indice de Lac-Volant montre des ressemblances avec certains dépôts svéconorvègiens (Ertelien et Flåt) (Barnes et al. 1988) et canadiens (Sudbury) (figure 4.22).

4.4.2.2 diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir

On peut observer l'influence de la ségrégation des sulfures sur le diagramme Ni/Pd versus Cu/Ir (figure 4.23). En effet le rapport Cu/Ir est très sensible au fractionnement de l'olivine et de la chromite, et, également, à la ségrégation des sulfures, alors que le rapport Ni/Pd enregistre préférentiellement les effets dus au comportement des phases sulfurées et de l'olivine. Dans ce diagramme les échantillons de Lac-Volant occupent une position qui ne coïncide avec aucun des champs des séries magmatiques cités. Cela suggère qu'une soustraction d'un liquide sulfuré a pu se produire et a entraîné une perte de palladium, et, par conséquent, une augmentation du rapport Ni/Pd et Cu/Ir. (figure 4.23).

4.4.2.3 Cristallisation fractionnée

Les teneurs en ÉGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau

Les valeurs des ÉGP normalisées aux chondrites (Naldrett et Cabri., 1976; Naldrett et al., 1979; Barnes et Naldrett., 1987) représentent un outil pétrologique important pour retracer la genèse des gîtes de Ni-Cu et ÉGP. Les ÉGP sont alors placés selon un ordre de point de fusion décroissant (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au) qui est le même que leur ordre de fractionnement. Ils peuvent être divisés en deux groupes (Barnes et al., 1985): le groupe

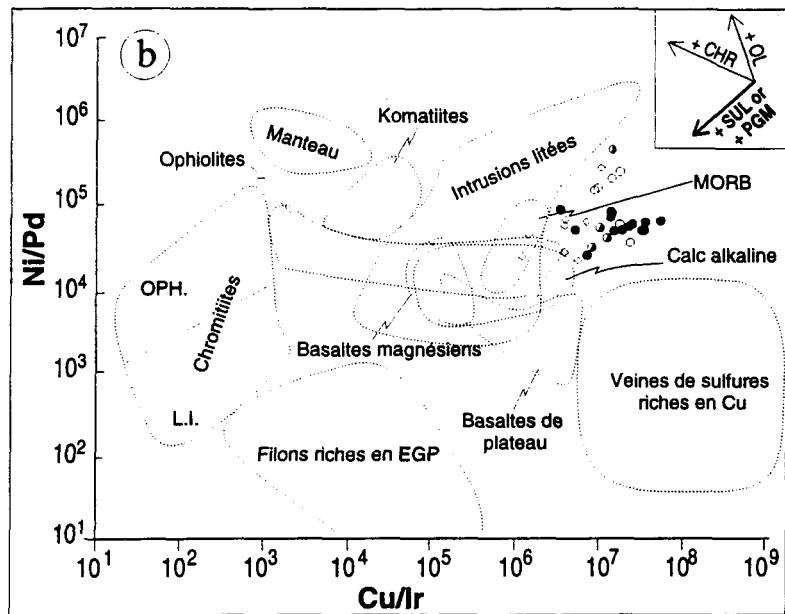


Figure 4.23: Diagramme de variation du rapport Ni/Pd vs Cu/Ir des roches gabbronoritiques et des sulfures massifs de Lac-Volant.
 (Les champs des différentes roches d'origine mantelliques sont tirées de Barnes et al. 1988).
 (●) Sulfures massifs, (○) Sulfures disséminés, (◊) Gabbronorite

iridium (Ru, Os, Ir) et le groupe palladium (Rh, Pt, Pd, Au) selon qu'ils soient compatibles ou incompatibles dans un système igné.

Les diagrammes des teneurs en nickel, cuivre et ÉGP normalisées aux valeurs mantelliques sont représentés à la figure 4.24. Cette méthode de représentation a été utilisée afin de pouvoir ajouter les éléments Ni et Cu (Barnes et al., 1988) de part et d'autre des ÉGP.

Les profils des différents types de sulfure de Lac-Volant sont caractérisés par un appauvrissement en ÉGP par rapport au nickel et au cuivre. Selon Barnes et al. (1988), la composition du magma parent a un effet sur la pente du patron des ÉGP. Un magma plus riche en MgO produira des roches dont le patron est moins fractionné (donc avec un rapport Pd/Ir plus bas) et vice versa. Dans le cas de Lac-Volant les patrons sont plus fractionnés ($Pd/Ir = 79 -746$) et par conséquent ils sont issus d'un magma évolué (moins riche en MgO).

Les profils des trois types de sulfures sont presque identiques (figure 4.24a). Leurs compositions identiques peut être expliqué par une homogénéisation des sulfures lors du transport. Cette caractéristique des sulfures de Lac-Volant suggère l'absence du fractionnement du liquide sulfuré.

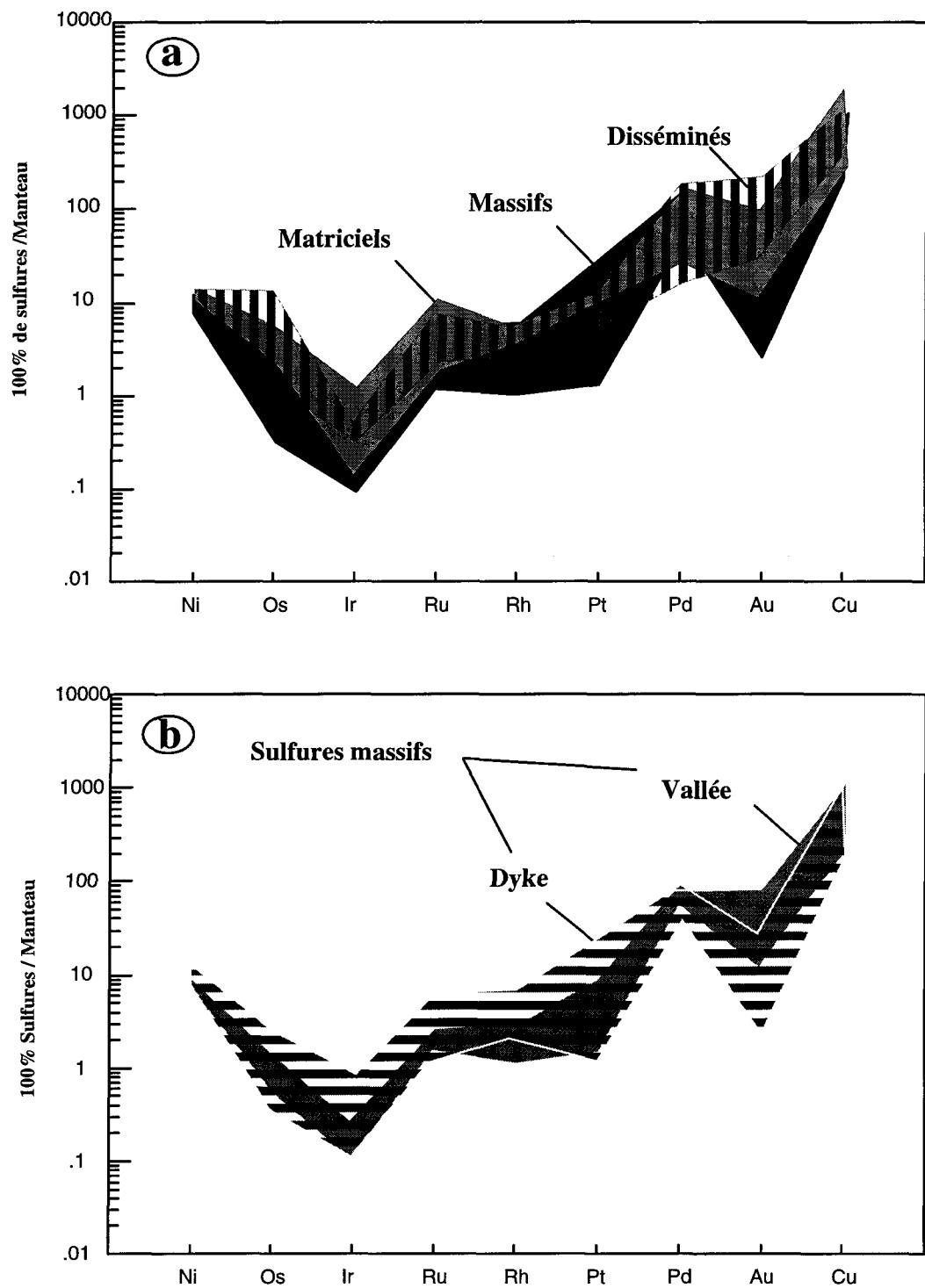


Figure 4.24: Diagramme de comparaison des métaux entre: a) les trois types de sulfure dans le secteur de Lac-Volant et b) les deux types de sulfures massifs.

Les sulfures massifs sont de deux types : les sulfures massifs de la Vallée et les sulfures massifs du Dyke. Les teneurs de ces deux types de sulfure normalisées par rapport au manteau, montrent que les sulfures de la Vallée sont légèrement riches en Cu que les sulfures du dyke (figure 4.24b). L'absence d'évidence de fractionnement dans les sulfures suggère que l'enrichissement en Cu peut être lié à une remobilisation locale. Cette hypothèse est corroborée par les observations pétrographiques qui indiquent des veines rectilignes de chalcopyrite (1 à 15 cm) uniquement dans les sulfures massifs. Une telle remobilisation est suggérée par l'absence des ÉGP (Pt, Pd) dans les portions riches en cuivre (sous la limite de détection).

Comparé à certains gisements de nickel, les sulfures de Lac-Volant présentent des ressemblances avec certains dépôts svéconorvègiens (Ertelien et Flåt situés dans le sud de la Norvège) (Barnes et al. 1988) et également à Sudbury (figure 4.25).

Les compositions des sulfures de Lac-Volant, projetées sur les diagrammes ternaires Fe_{1-x} - S - Ni_{1-x} et Fe - S - Cu (figure 4.26), tombent du côté riche en soufre dans le champ d'un MSS "Monosulfide Solid Solution" à 1100°C dans les limites observées par Kullerud et al., (1969). Cette position suggère à la fois l'origine magmatique des sulfures étudiées et l'absence de fractionnement des sulfures.

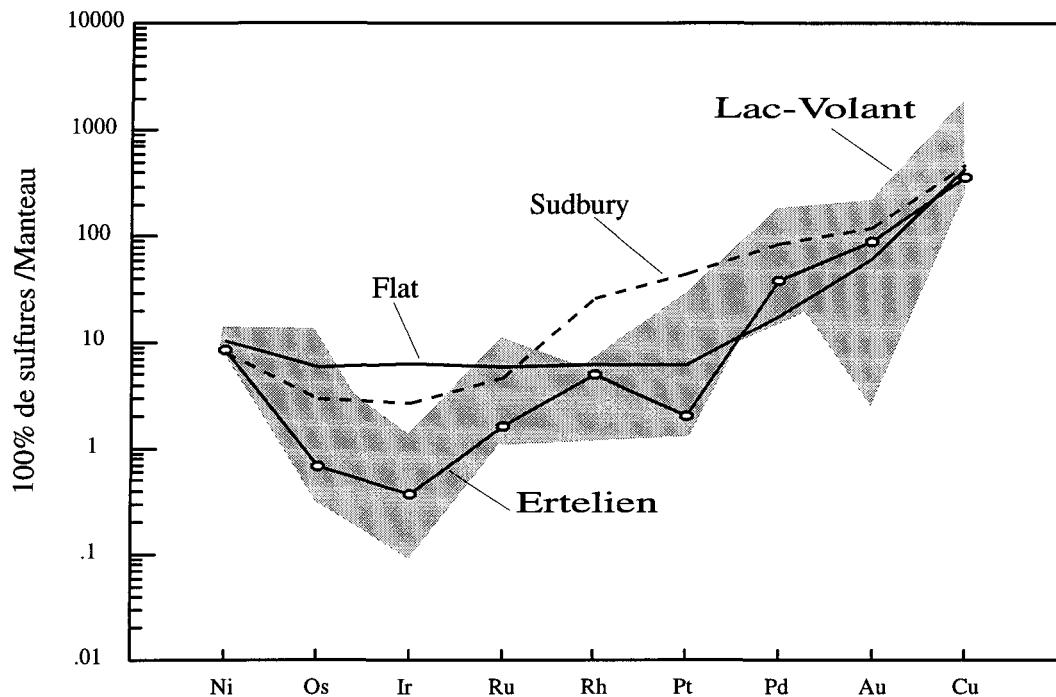


Figure 4.25: Diagramme de comparaison des métaux entre les trois types de dépôt de sulfures de Ni-Cu-EGP (Sudbury, Flat, Ertelien d'après Barnes et al. 1988) et l' indice de Lac-Volant.

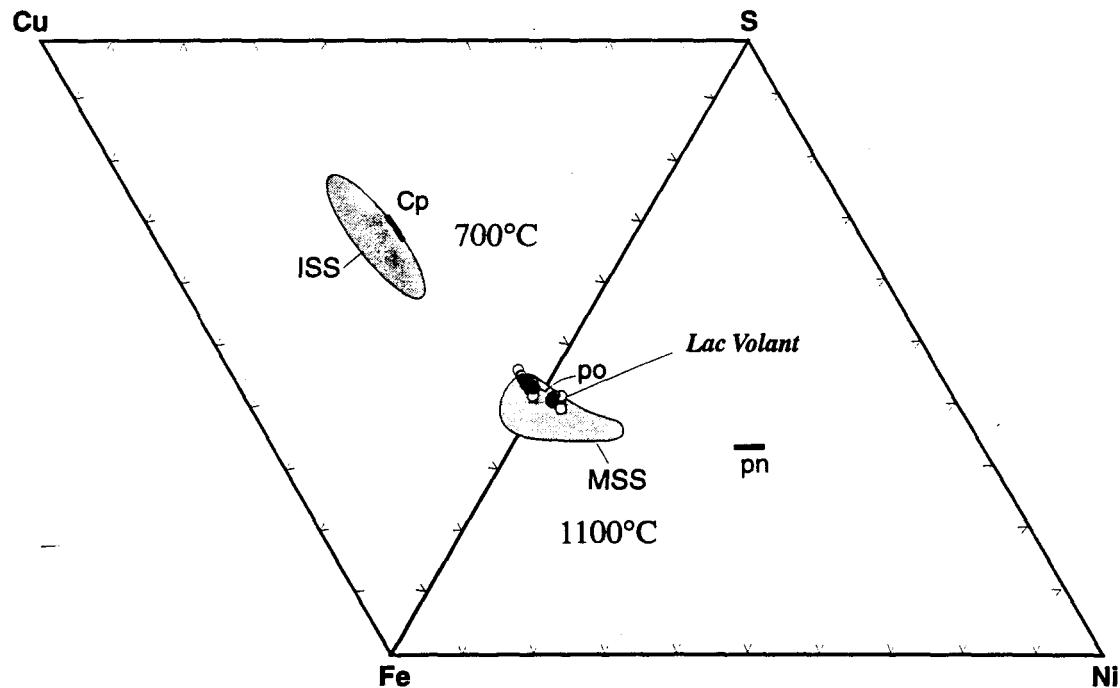


Figure 4.26. Diagrammes ternaires Fe-Ni-S et Fe-Cu-S montrant la position des sulfures massifs (●) et désséminés (○) de Lac-Volant ($n=8$). Les champs de stabilité de la solution solide monosulfurée (SSM) à 1100°C et la solution solide intermédiaire (SSI) à 700°C sont tirés de Kullerud et al. (1969). Cp = chalcopyrite. pn = pentlandite. po = pyrrhotite.

4.5 Évidences de remobilisation

Les sulfures de Lac-Volant montrent des évidences de remobilisation. En effet, les résultats de l'analyse d'une veine de chalcopyrite révèlent des teneurs élevées en or, argent et arsenic et un appauvrissement en ÉGP qui sont sous la limite de détection. Ces données sont différentes de la composition d'une veine théorique d'origine magmatique qui provenant du fractionnement d'un liquide sulfuré montrant un enrichissement en platine et palladium. À Lac-Volant, ces veines rectilignes de chalcopyrite contenant de la galène par endroit sont interprétées comme étant des veines de remobilisation lors d'un événement métamorphique. Ce dernier a affecté le comportement de certains éléments en provoquant ainsi une redistribution d'une façon aléatoire. En effet, un échantillon de sulfure massif (Sm-d123) montre une teneur de 1.7 ppm de platine.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

Les intrusions mafiques et ultramafiques sont les principaux hôtes d'importants gisements de sulfures de nickel, de cuivre et d'éléments de groupe de platine (ÉGP). On retrouve dans la province de Grenville plusieurs suites d'intrusions mafiques et ultramafiques (Nadeau et al., 1998; Rivers, 1997). Ces dernières peuvent-elles être l'hôte d'un gisement de Ni ? La discussion de l'indice de Lac-Volant et la comparaison de celui-ci avec d'autres gisements de même contexte peut contribuer à une réponse à cette question.

5.1- Nature du magma

Barnes et al. (1985) montrent qu'un taux de fusion de 20 à 25% peut fondre la totalité des sulfures de manteau et, par conséquent, que le liquide qui en résulte est enrichi en métaux. Un tel taux de fusion partielle entraîne la formation d'un magma riche en MgO. Le magma de Lac-Volant est pauvre en MgO. Le gabbronite du dyke de Lac-Volant représente un magma mafique légèrement évolué. En effet, il n'est pas en équilibre avec une composition mantellique qui possède un Mg# supérieur à 0.66 (Wilson, 1989). Les données pétrographiques montrent l'absence d'olivine dans le dyke. Il se peut que cette dernière ait fractionné précédemment pour former le liquide de Lac-Volant. Le magma du dyke ne représente pas le magma primaire car son Mg# est de 0.52. La bréchification très

fréquente du dyke suggère que son magma résulte d'un échantillonnage par pulsations multiples d'un magma lié à une chambre magmatique en profondeur. L'existence de cette dernière est suggérée par des données pétrographiques (présence des phénocristaux intratelluriques de plagioclase de 8 cm et de xénolites de pyroxénite).

Les éléments majeurs montrent une affinité tholéitique pour le magma alors que les lithophiles suggèrent une affinité calco-alcaline. Cette variation géochimique peut être expliquée par la contamination d'un magma de type MORB-N avec l'ajout de 10 à 15% de matériel de croûte continentale.

5.2 Conduits des magmas dans la croûte

Une fois que le magma est généré dans le manteau et afin de prévenir une ségrégation prématurée des sulfures en profondeur, il faut une ascension rapide du magma (Barnes et al., 1988). Ceci est favorisé par une zone d'extension crustale (rift) et/ou des zones de failles profondes comme le cas des zones de suture (Voisey's Bay, Ryan et al., 1995, et Naldrett et al., 1996).

L'âge du dyke de Lac-Volant est de 1350 +/- 6 Ma (U/Pb) (Gobeil et al, 1997). Cet âge est comparable à la suite plutonique de Nain (AMCG) (1350-1290 Ma) (Gower 1996), à la monzonite de Havre-Saint-Pierre (1332 +/- 7 Ma; Martignole et al., 1994) et

l'anorthosite de Rivière Pentecôte (1354 +/- 3 Ma; Martignole et al., 1993: 1365 +/- 4 Ma; Emslie et Hunt 1990).

La similarité des datations suggèrent que le magma de Lac-Volant est lié à l'activité magmatique qui a généré les intrusions citées ci-dessus.

Selon Gower (1996), le rifting a avorté dans la partie est du Grenville. Malgré la faible documentation géochronologique des événements entre 1400 et 1300 Ma dans la partie est du Grenville, il y a quelques évidences d'un environnement d'extension tectonique marqué par la présence de failles majeures à travers la région. Plusieurs failles d'envergure régionale sont présentes dans le Matamec. Parallèlement, cette région renferme plusieurs dykes mafiques d'orientation semblable aux failles régionales. En effet, le dyke de Lac-Volant est subparallèle à un linéament de direction NE-SO. Donc, pour se rendre en surface, les magmas mafiques, et particulièrement celui de Lac-Volant, ont probablement utilisé ces failles comme moyen d'ascension.

5.3 Assimilation et Contamination

On considère généralement que le nickel, le cuivre et les ÉGP étaient présents dans les magmas d'origine en quantité suffisante pour produire des phases sulfurées dans lesquelles ces métaux ont été concentrés. Mais y avait-il assez de soufre dans le magma d'origine pour produire les minéraux sulfurés? Cela semble douteux.

Les études faites sur certains gisements magmatiques de nickel laissent supposer que les liquides sulfurés nickélières ont été générés suite à la contamination du magma mafique par du soufre provenant des roches crustales, généralement des roches sédimentaires sulfurés ou des paragneiss (Eckstrand et al., 1989; Ripley et Alawi, 1988; Lesher et Arndt., 1995; et Thériault et al., 1997). Les indications sont fondées sur des données isotopiques de soufre, les rapports S/Se et la présence de xénolites.

Les sulfures de Lac-Volant montrent des rapports de S/Se qui varient entre 9000 et 16000. Ces valeurs sont comparables à certaines roches contaminées (norites de Duluth, Thériault et al., 1997) et aussi à certaines roches crustales. Ces valeurs suggèrent que le magma de Lac-Volant a tiré son soufre d'ailleurs. La figure 5.1 montre les différentes sources probables du soufre dans le cas de Lac-Volant.

En contraste, les données isotopiques du soufre de Lac-Volant montrent des valeurs entre +0.6 et +1.8 ‰ avec une moyenne de +1.3‰. Ces valeurs suggèrent une composition mantellique du soufre, contrairement à certains dépôts magmatiques (Duluth: Thériault et al. 1997; Muskox et Noril'sk: Barnes et al. 1995) avec de larges valeurs négatives.

Certains éléments comme arsenic, l'antimoine et l'argent sont de bons indicateurs de la contamination. Les sulfures de Lac-Volant montrent un appauvrissement en ces éléments.

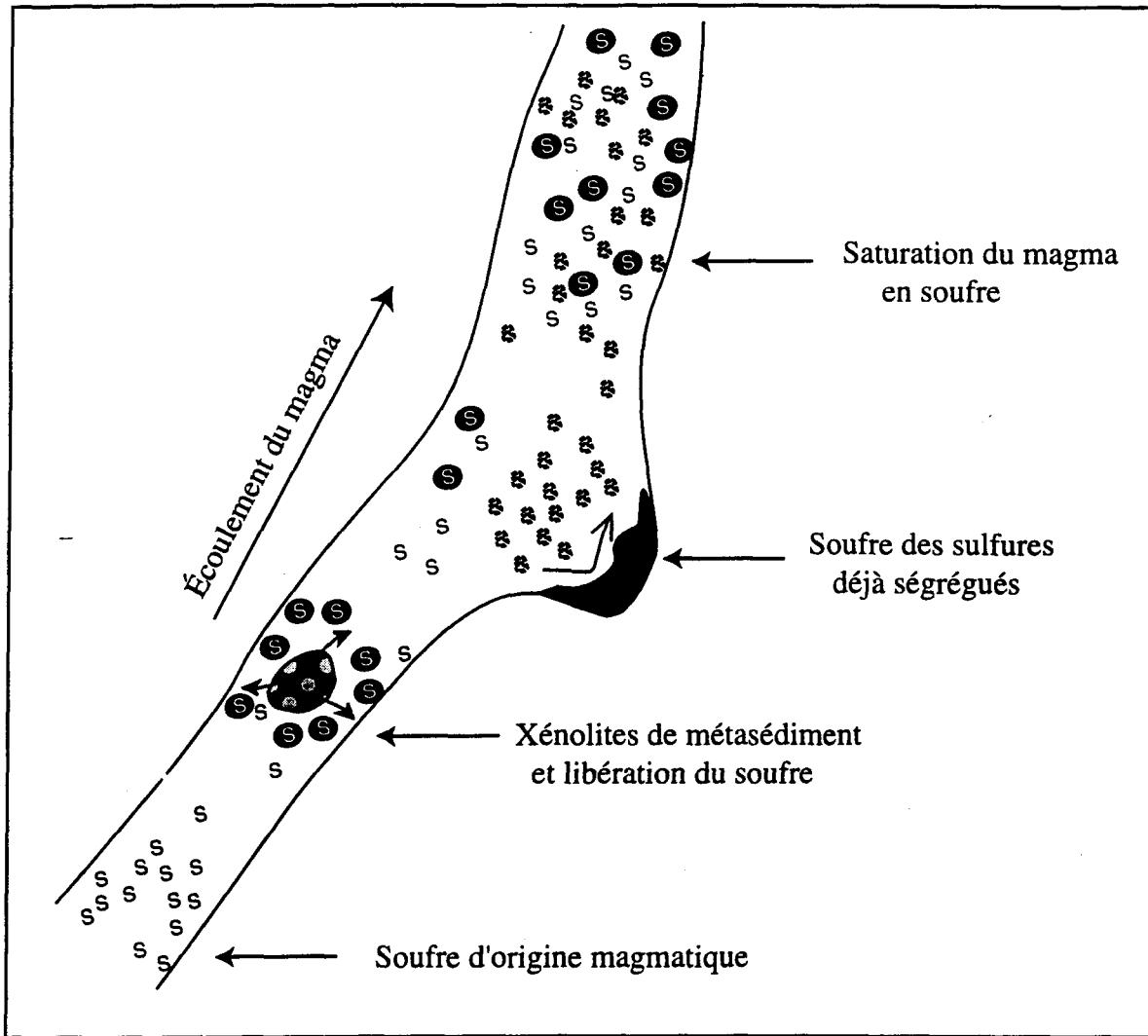


Figure 5.1: L'origine probable du soufre et saturation du magma en soufre dans le cas de Lac-Volant.

Cet appauvrissement est probablement dû soit à un appauvrissement des métasédiments de la région, soit à une perte de ces éléments lors d'événements métamorphiques. Parallèlement à cela, les roches gabbronitiques montrent un enrichissement en LREE et en éléments incompatibles (Rb,Th et Ba), et une anomalie négative en tantale. Cet enrichissement est interprété comme étant le résultat de l'assimilation des éléments lithophiles des roches encaissantes felsiques par le magma du dyke.

En plus des évidences géochimiques, le dyke de Lac-Volant renferme des fragments de quartzite et de granite de taille et de forme variables. L'analyse à la microsonde électronique des phases sulfurées suggère aussi la présence exclusive de la pyrrhotite monoclinique et de la pyrite qui témoignent d'un surplus de soufre.

La combinaison des données géologiques, pétrographiques et géochimiques suggère que le dyke de Lac-Volant a subi 10 à 20% de contamination. Cette dernière a contribué à un apport de soufre et à la signature géochimique remarquable du dyke.

5.4 Ségrégation des sulfures

L'appauvrissement du magma de Lac-Volant en ÉGP suggère que, malgré la présence des failles, l'ascension du magma a été retardée par diverses causes, et particulièrement par l'épaisseur de la croûte. Ceci a permis une réduction de la vitesse

d'écoulement du magma qui a rendu difficile le transport des sulfures de densité élevée et, par conséquent, leur ségrégation dans les conduits.

Une telle ségrégation a été confirmée par les données géochimiques et les résultats de la modélisation (chapitre 4): 1)- Le diagramme Cu/Ir vs Ni/Pd (figure 4.23) suggère qu'une soustraction d'un liquide sulfuré a pu se produire en profondeur lors de l'ascension du magma. 2) En assumant un coefficient de partage D pour le cuivre de 1000 et pour le palladium de 10 000, l'équation $Cf/Cl = 1/\{1+X*(D-1)/100\}$ (chapitre 4) permis de conclure que, pour générer un liquide du type de Lac-Volant, il faut ségrégner au moins 0.04 % de sulfures, et ce probablement dans une chambre auxiliaire.

Le magma saturé en soufre collecte les métaux du magma silicaté après sa séparation. En effet, des globules de sulfures accompagnent les sulfures disséminés de Lac-Volant. Ces globules impliquent généralement des processus d'immiscibilité entre un liquide silicaté et un liquide sulfuré. L'un des plus importants paramètres qu'il faut considérer lors de la ségrégation des sulfures est le rapport du magma silicaté sur le liquide sulfuré (facteur R). Ce dernier est responsable de la variation des métaux dans les dépôts magmatiques (Duluth: Thériault et al., 1997; Muskox, Cape Smith et Noril'sk: Barnes et al., 1996). Les résultats de la modélisation suggèrent qu'un facteur R de 100 à 200 peut expliquer la composition des sulfures de Lac-Volant.

Un fractionnement des sulfures se produit dans les conduits lors de la cristallisation. Idéalement, un liquide sulfuré subit lors de sa cristallisation un fractionnement avec la formation précoce d'une solution solide monosulfurée (SSM) qui incorpore (Os+Ir+Ru) plutôt que (Pt+Pd+Au) (Keays et Davidson, 1976; Lightfoot et al., 1984; Barnes et Naldrett, 1986; et Barnes et al., 1997). Ce SSM s'établit à la base en appauvrissant la fraction sulfurée liquide qui reste en Os+Ir+Ru+Rh. Nous avons donc une couche de sulfures solides à la base qui sont riches en éléments du groupe Ir surmontée d'un liquide sulfuré pauvre en Ir et riche en Pt et Pd qui formera les sulfures en filets après la cristallisation des silicates mafiques.

À Lac-Volant, on n'observe pas de zonation dans les sulfures; on ne distingue pas la zone riche en (Pt+Pd+Au) et la zone riche en (Os+Ir+Ru+Rh). Les portions riches en cuivre sont souvent sous forme de veines à contours irréguliers ou de chalcopyrite interprétés comme étant le produit d'exsolutions. Les veines rectilignes de chalcopyrite sont interprétées comme des veines de remobilisation. La composition de ces portions riches en cuivre est très pauvre en Pd+Pt.

Les sulfures disséminés, matriciels et massifs de Lac-Volant montrent des compositions semblables. Ces sulfures tombent tous dans le champ de la solution solide monosulfurée (SSM) à 1100°C. Ceci suggère une origine magmatique et un non-fractionnement des sulfures de Lac-Volant. Il est possible que la composition du liquide

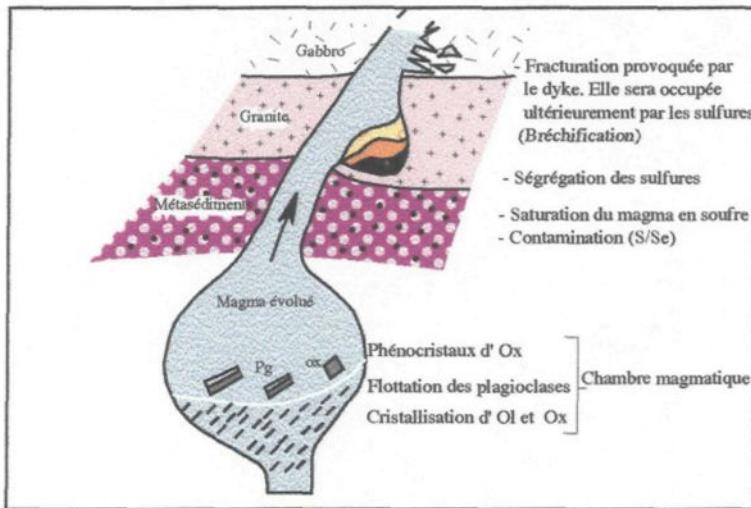
sulfuré est proche du solidus, et dans ce cas il n' y aura pas de fractionnement et les trois types de sulfures auront une composition similaire. Ainsi, le liquide sulfuré n'a pas eu assez de temps pour fractionner et il s'est solidifié rapidement.

5.5 Modèle de mise en place

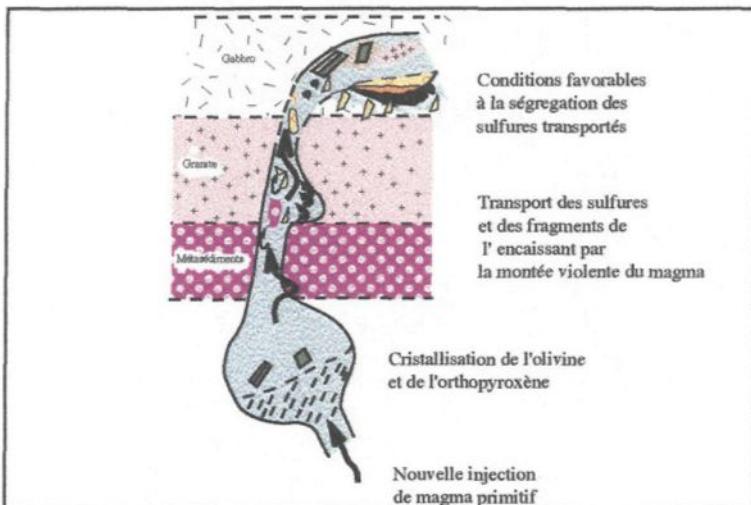
Il y a plusieurs évidences, autant minéralogiques que géochimiques, suggérant que les sulfures de Lac-Volant sont d'origine magmatique. Ceux-ci furent formés suite à une ségrégation d'un liquide sulfuré à partir d'un magma de nature tholéitique probablement dans une chambre magmatique en profondeur (Figure 5.2a). La présence de cette dernière est indiquée par des données pétrographiques (présence de plagioclases centimétriques et d'enclaves de pyroxénite et d'anorthosite). Les données pétrographiques suggèrent que la minéralisation disséminée et matricielle a un caractère bréchique.

Ce caractère et les données géochimiques nous suggèrent la présence de sulfures disséminés, matriciels et probablement massifs en profondeur (fig 5.2a).

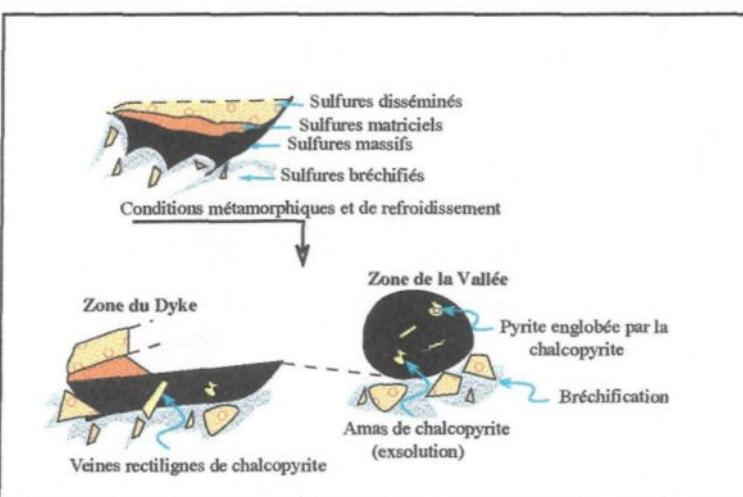
La nouvelle injection de magma semble être violente. Le magma assimile les roches crustales en incorporant des fragments de roches de taille et de nature différentes (granites, quartzites) (fig 5.2b). Cette assimilation a affecté la composition géochimique du dyke et des sulfures en provoquant un apport des éléments lithophiles et un rapport élevé en S/Se.



A-Évolution du magma et ségrégation des sulfures en profondeur



B- Nouvelle injection violente de magma qui provoque le transport des sulfures et des roches encaissantes



C- Sous l'effet du métamorphisme et de la déformation, il y a recristallisation des sulfures suivie d'un refroidissement.

Figure 5.2: Modèle de mise en place de la minéralisation

La montée du magma permet le transport des sulfures déjà ségrégés en profondeur et leur dépôt dans un endroit favorable à la ségrégation (piégeage dans la courbure du dyke).

L'injection violente du magma a provoqué une fracturation à travers les bordures du dyke. Ces fractures seront ensuite des sites de piégeage des sulfures (fig5.2b). Une fois les sulfures déposés et ségrégés et sous l'effet du métamorphisme, on assiste à une recristallisation complète des phases sulfurées (pyrrhotites poeciloblastiques centimétriques dépassant localement 20 cm). Lors du refroidissement, on assiste à la formation d'amas de chalcopyrite en exsolution avec d'autres textures remarquables (fig5.2c). Il s'agit de la pyrite centimétrique idiomorphe entourée par des amas de chalcopyrite. L'effet de la déformation sur les sulfures n'est pas visible sur la texture mais on peut poser la question de l'isolement du sulfure massif de la Vallée (fig5.2c). Ce dernier a pu être détaché des sulfures massifs du dyke. En effet la pyrrhotite devient extrêmement molle sous de telles conditions (figure 5.3). Si les sulfures sont soumis à une contrainte, la pyrrhotite va fluer (Kelly et Clark 1975).

Les veines rectilignes de chalcopyrite prennent ainsi naissance suite à une remobilisation et une redistribution des métaux. En dernier lieu, une altération supergène a par la suite attaqué les sulfures en transformant la pentlandite en bravoïte et en violarite.

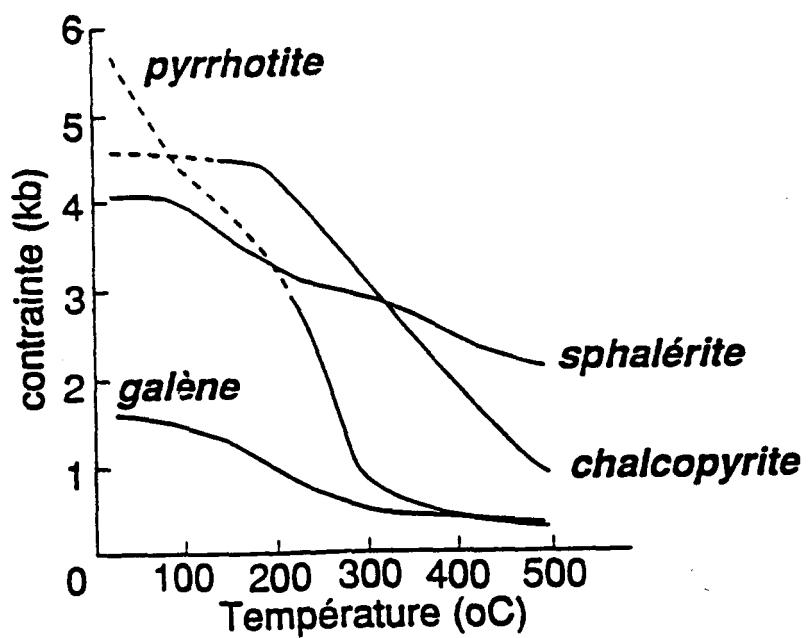


Figure 5.3: Chute de compétence des sulfures communs en fonction d'une hausse de la température (Kelly et Clark 1975).

5.5 Relations entre le Lac-Volant (Grenville), Voisey's Bay (Labrador), Ertelien et Flåt (Norvège) (figure 5.4).

Si la découverte de Voisey's Bay au Labrador en 1994 a provoqué une augmentation significative des projets d'exploration minière dans le Nouveau-Québec, la découverte de l'indice de Ni-Cu-Co de Lac-Volant a provoqué une course au jalonnement qui ne s'était jamais vue sur la Côte-Nord. Donc il est intéressant d'examiner la relation entre ces deux minéralisations nickélifères.

Le tableau 5.1 permet de faire ressortir les similarités entre le Lac-Volant et Voisey's Bay. Ces similarités se résument au contexte de mise en place (typologie du magma, âge de la cristallisation du magma et présence de failles majeures), aux caractères pétrographiques (textures des sulfures, bréchification) et à la géochimie (isotopes de soufre, ÉGP et facteur R).

La province de Grenville semble se poursuivre en Europe par la province Svéconorvégienne située au sud de la Norvège et la Suède (Max, 1979). À 40 km au nord-ouest d'Oslo (Norvège), il y a une petite intrusion (600m par 450m) de norite qui loge deux dépôts de nickel: Ertelien et Flat. Il s'agit de dépôts à tonnage significatif qui ont été exploités durant la période de 1849 à 1920. Ces dépôts sont associés aux intrusions mafiques qui se sont mises en place entre 1200 et 1370 Ma, probablement durant la première phase de rift de l'orogenèse svéconorvégienne (Oftedahl, 1980).

Figure 5.4: Carte montrant l'étendue de la province de Grenville et la localisation de certains dépôts de nickel d'apparence semblables (modifié de Hoffman, 1988).

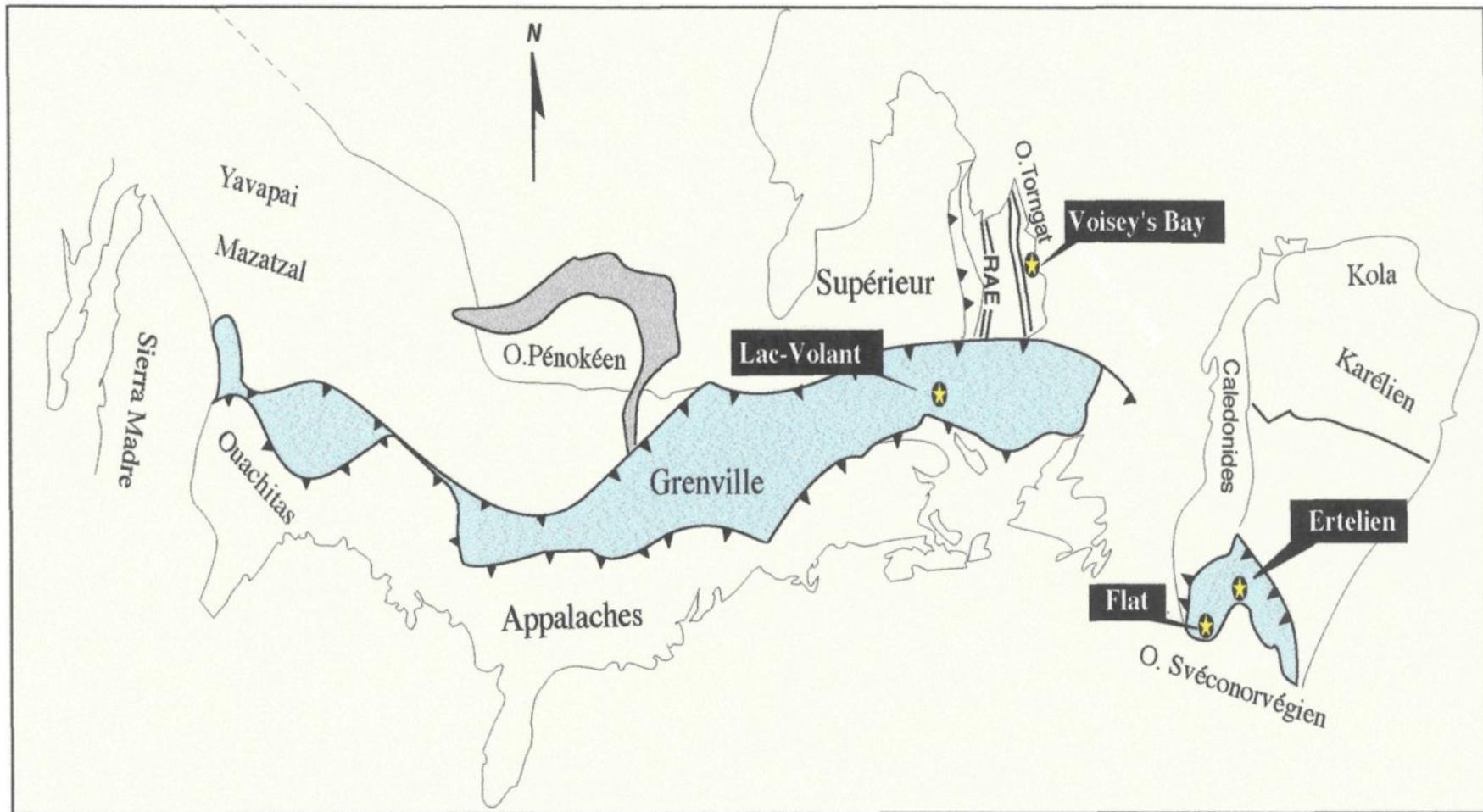


Tableau 5.1: Comparaison entre l'indice de Lac-Volant et le gisement de Voisey's Bay au Labrador.

	Lac Volant (présent travail)	Voisey's Bay
Type de magma	* Tholéitique (gabbronorite)	* Tholéitique (troctolite)(Ryan et al., 1995 et Naldrett et al., 1997)
Age	* 1350 +/- 6 Ma	* 1333 Ma (Amelin et Naldrett, 1997)
Caractères pétrographiques	* Les sulfures sont disséminés et massifs * Structure bréchique * Xénolites de gabbro, de granite et de quartzite	* Les sulfures sont disséminés et massifs * Structure bréchique * Xénolites de gabbro, de troctolite et de mélatroctolite (Lightfoot, 1997; Ryan et al., 1995).
Failles majeures	* Failles elsonniennes importantes	* Zone de suture entre la province de Churchill et la province de Nain (Naldrett et al., 1997; Ryan et al., 1995).
Ni/Co	* Variable: 7 à 19 pour les sulfures massifs et 10 à 20 pour les sulfures disséminés	* Variable pour les sulfures disséminés (Lightfoot, 1997).
Ni/Cu	* 1	* 1 (Lightfoot, 1997).
Isotopes de soufre	* 1.3 ‰	* Sulfures massifs (-2 à 0‰) et disséminés (-4 à 1.4‰) (Ripley et al., 1997)
EGP	* Appauvris par rapport au Ni et Cu	* Appauvris par rapport au Ni et Cu
Facteur R	* 200	* 100 à 500 (Lambert et al., 1997).
Minérais	* Pentlandite (bravoïte), pyrrhotite et chalcopyrite * Cristaux de grande taille (1 à 5 cm)	* Pentlandite, pyrrhotite et chalcopyrite * Cristaux de grande taille (1 à 5 cm)

Le caractère commun de ces intrusions est leur appauvrissement en éléments nobles par rapport au nickel et cuivre (Barnes et al., 1988). Ce caractère commun ainsi que l'âge de mise en place des intrusions suggère un lien avec le Lac-Volant et Voisey's Bay.

Les similitudes entre le Lac-Volant, Voisey's Bay, Ertelien et Flåt suggèrent qu'un gisement de ce type pourrait se trouver quelque part dans le Grenville et probablement associé à une des intrusions anorthositiques fréquentes dans la province de Grenville. Donc il reste maintenant à examiner en détail l'existence d'un lien génétique entre les anorthosites et les intrusions mafiques de la province en faisant une synthèse de plusieurs anorthosites.

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS

Le but de ce travail était de répondre à la question suivante: Peut-on expliquer l'origine de l'indice Ni-Cu-Co de Lac-Volant par le modèle magmatique classique de mise en place des dépôts de nickel, cuivre et ÉGP? L'étude pétrographique et géochimique a permis de répondre à la question. Voici les conclusions principales de ce travail:

1) La minéralisation de Lac-Volant est liée à un dyke mafique de nature gabbronoritique différenciée. Ce dernier montre des phénomènes de mise en place par injections multiples de magma et de sulfures. Le magma du dyke est tholeïtique et il provient d'une source appauvrie de type MORB-N. La variation géochimique observée à l'intérieur du dyke est due à la cristallisation fractionnée des silicates mafiques (orthopyroxènes, clinopyroxènes et plagioclases) et à la contamination.

2) Le dyke présente des similitudes avec le métagabbronorite encaissant au point de vue de la composition. Cette similitude suggère des magmas parents semblables.

3) La combinaison des données pétrographiques (présence de fragments de granite et de métasédiments) et des données géochimiques (enrichissement en Rb, Th, Ba, LRRE

ainsi que l'anomalie en Ta, modélisation) suggèrent que le magma de Lac-Volant a assimilé les roches encaissantes. Un taux de contamination de 15% est nécessaire pour générer la composition gabbronoritique du dyke. Cette contamination a eu lieu en profondeur avant que le magma ne commence à cristalliser ses phases mafiques.

4) À Lac-Volant, les sulfures sont d'origine magmatique. Il y en a trois types: massifs, matriciels et disséminés. La minéralogie de ces trois types de sulfures est similaire. Ces sulfures sont formés de pyrrhotite comme phase principale (75%), de pentlandite transformée en bravoïte et en violarite, de chalcopyrite et de pyrite. Ces sulfures sont caractérisés par une structure bréchique. Le magma injecté tardivement semble être plus riche en sulfures.

5) La présence de xénolites de métasédiments dans le dyke et le rapport élevé de S/Se (9000 à 16000) suggèrent que la saturation du magma en soufre est due à la contamination. Le liquide sulfuré semble être en interaction avec un faible volume de magma ($R=200$).

6) Les profils des différents types de sulfures de Lac-Volant sont caractérisés par un appauvrissement en ÉGP par rapport au Ni et Cu. Il semble que le magma a perdu ses ÉGP lors d'une ségrégation précoce des sulfures en profondeur. La composition des trois types de sulfures est semblable suggérant le non-fractionnement des sulfures de Lac-Volant.

7) En dernier lieu, un événement métamorphique a affecté la texture des sulfures et a provoqué une recristallisation complète des phases sulfurées. L'altération météorique a permis la transformation de la pentlandite en bravoïte et en violarite.

8) L'indice de Lac-Volant présente des similitudes de composition, de contexte de mise en place, de nature du magma et d'âge avec certains dépôts norvégiens (Ertelien et Flat dans la province Svéconorvegienne) et avec Voisey's Bay au Labrador. Ces similitudes nous permettent de conclure que l'indice de Lac-Volant est lié à l'activité magmatique qui a généré les trois types de dépôts, et qu'un gisement de ce type pourrait se retrouver quelque part dans la région. Il reste maintenant à examiner les intrusions mafiques voisines et à établir leur relation avec le dyke pour déterminer si c'est un conduit nourricier ou non.

Références

- AMELIN, Y., Li, C., NALDRETT, A. J. 1997. Multistage evolution of the Voisey's Bay complex, Labrador, Canada, revealed by U-Pb systematics of Zircons, Baddeleyite and Apatite. American Geophysical Union. Fall Meeting, program with abstracts, **78:46**.
- AUCLAIR, G., et FOUQUET, Y. 1987. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13 north, East Pacific Rise. Canadian Mineralogist, **25**; 577-587.
- BARNES, S.-J., and 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. and GIOVENAZZO, D., 1990. Platinum-group elements in the Bravo intrusion, Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. Canadian Mineralogist **28**, 431-449.
- BARNES, S.-J., and NALDRETT, A.J. 1986. Variations in platinum group element concentrations in the Alexo mine komatiite, Abitibi greenstone belt, northern Ontario. Geological Magazine, **123**: 515-524.

BARNES, S.-J., and NALDRETT, A. J. 1987. Fractionation of Platinum-Group elements and gold in some komatites of the Abitibi Grenstone Belt, Northern Ontario. *Economic Geology*, **82**: 165-183.

BARNES, S.-J. NALDRETT, A. J. and GORTON, M. P. 1985. The origin of the fractionation of Platinum-Group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, **53**: 303-323.

BARNES, S.-J., BOYD, R., KORNELIUSSEN, A., NILSSON, L. P., OFTEN, M., PEDERSEN, R. B., and ROBINS, B. 1988. The use of mantle normalisation in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In *Geoplatinum 87*. Editors: H.M. Prichard, P.J. Potts and J.F.W Bowle, Elsevier, Amsterdam, pp. 113-143.

BARNES, S-J., PICARD, C., GIOVENAZZO, D., and 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., COUTURE, J.-F., SAWYER, E. W., and BOUCHAIB, C. 1993. Nickel-Copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting Platinum-Group Element Distributions. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.

BARNES, S.-J., MAKKOVICK, E., MAKOVICKY, M., ROSE-HANSEN, J., and KARUP-MOLLER, S. 1997. 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.

BARTHOLOMEW, M.J. 1984. The Grenville Event in the Appalachians and Related Topics. *Geological Society of America, Special paper* **194**. 287 p.

BEAUMIER, M., 1989. Cartes géochimiques des sédiments de lac, région de Havre-Saint-Pierre. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB* 89-46.

BÉDARD, L. 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.

BEST, M. G. 1982. Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman.

BLAIS, R. 1960. Région de Wacouno-Waco, comité de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 96, 63 pages.

BOUCHAÏB, C. 1992. Distribution du Cu, Ni, Co, ÉGP, Au et Ag dans les sulfures de la Mine Lorraine. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.

CAMPBELL, I. H., et BARNES, S.-J. 1984. A model for the geochemistry of the Platinum-Group-Elements in magmatic sulfide deposits. Canadian Mineralogist, **22**: 151-160.

CAMPBELL, I. H., and NALDRETT, A. J. 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfide deposits. Economic Geology, **74**: 1503-1505.

CHAI, G., and NALDRETT, A.J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of high-Mg basaltic magma. Journal of Petrology, **113**: 221-224.

CHAUSSIDON, M. and LORAND, J.P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (N. E. Pyrenees, France): An ion microprobe study. Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**: 2835 - 2846.

CHOINIÈRE, J. 1987. Géochimie des sédiments de lac - région de Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 86-18.

- CLARK, T. 1996. Potentiel du Grenville québécois pour des gites de Cu-Ni-EGP. 9^{ème} congrès annuel de l'association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec. Programme et Actes du congrès. pp. 91-94
- CONDIE, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust : contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104** : 1-37.
- DRESSLER, B. O. 1984. The effects of the Sudbury event and the intrusion of the Sudbury igneous complex on the footwall rocks of the Sudbury structure. In the geology and ore deposits of the Sudbury structure. Editors: E.G. Pye, A.J. Naldrett and R.E. Giblin. Ontario Geological Survey, **1**: 714 – 904.
- DUZHIKOV, O.S., DISTLER, V. V., STRUNIN, B. M., MKRTYCHYAN, A.K., SHERMA, M. L., SULUZHENKIN, S. S., et LURYE, A. A. 1992. Geology and metallogeny of sulfide deposits, Noril'sk region. U.S.S.R. Society of Economic Geologists, Special publication, **1**: 242.
- ECKSTRAND, O.R. 1989. Preliminary data on sulfur isotopes and Se/S ratios, and the source of sulfur in magmatic sulphides from the Fox River Sill, Molson Dykes, and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. Geological Survey of Canada, Current Research, Part C, Paper **89-1C**: 235-242.

ECKSTRAND, O. R., and COGULU, E. 1986. Se/S evidence relating to genesis of sulphides in the Crystal Lake Gabbro, Thunder Bay, Ontario. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, p. 66.

ECKSTRAND, O.R., and HULBERT, L.J. 1987. Selenium and the source of sulfur in Omagmatic nickel and platinum deposits. Geological Association of Canada. Mineralogical association of canada, program with abstracts, 12, 40.

ECKSTRAND, O.R., GRINENKO, L.N., KROUSE, H.R., PAKTUNC, A.D., SCHWANN, P.L., and SCOATES, R.F.J. 1989. Preliminary data on sulphur isotopes and Se/S ratios, and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox River Sill, Molson Dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. In Current research, part C. Geological Survey of Canada, Paper 89-1C, pp. 235-242.

EMSLIE, R. F., and HUNT, P.A. 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. Journal of Geology, 98: 213-231.

FAESSLER, C. 1945. Région de Moisie, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 21, 16 pages.

FARROW, C.E.G., and WATKINSON, D.H. 1996. Geochemical Evolution of the Epidote Zone, Fraser Mine, Sudbury, Ontario: Ni-Cu-PGE. Remobilisation by Saline Fluids. *Mining Geological Exploration*, **5**: 13-31.

FLEET, M.E., CHYSSOULIS, S.L., STONE, W. E., and WEISENER, C.G. 1993. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe-Ni-Cu-S system. Experiments on the fractional crystallisation of sulfide melt. Contributions to Mineralogy and Petrology, **115**: 36-44.

FOSTER, J., LAMBERT, D., FRICK, L., and MAAS, R. 1996. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatites. *Nature (London)*, **382**: 703-706.

GENKIN, A.D., DISTLER, V.V., LAPUTINA, I.P., and FILIMONOVA, A.A. 1973. Geochemistry of palladium in copper-nickel ores. *Geochemistry International*, **10**: 1007-1013.

GIOVENAZZO, D. 1991. Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EGP de la région Delta. Ceinture de Cape Smith Fold Belt. New Québec. *Geoscience Canada*, **16**: 137-139.

GOBEIL, A., PERREAULT, S., CLARK, T. CHEVÉ, S., CORRIVEAU, L. et NABIL, H.

1996. Cadre géologique et potentiel minéral de la région de Manitou-Nipisso.

Ministère des Ressources naturelles, Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Vers de nouvelles découvertes. Programme et résumés. **DV 97-03.**

GOBEIL, A., CHEVÉ, S., CLARK, T., CORRIVEAU, L., DAVID, J., et MACHADO, N.

1998. Le projet Manitou: de nouvelles données géologiques, géochronologiques et structurales dans le Grenville. Association Géologique du Canada. Association Minéralogique du Canada, **23:** A-66.

GOWER, C.F. 1996. The evolution of the Grenville Province in Eastern Labrador, Canada.

Precambrien crustal evolution in the North Atlantic Region, Geological Society of Canada, Special Publication, **112:** 197-218.

GREEN, J. C. 1983. Geologic and geochemical evidence for the nature and development of the Middle Proterozoic midcontinental rift of North America. *Tectonophysics*, **94:** 413-437.

GREIG, E. W., 1945. Région du Lac Matamec. Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec.

HOFFMAN, P. F. 1987. Early Proterozoic foredeeps, foredeep magmatism, and Superior-type iron formation of the Canadian Shield. In Proterozoic Lithospherical Union, Geodynamic Series. Editors: A. Kroner. American Geophysical Union, Washington. **17:** 85-98.

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. In 28th international geological congress; international Geological congress, Abstracts, 28 pp2.64.

HOGAN, H. R. et GRENIER, P. A. 1971. Rivière Nipissis-lac Nipisso, comté de Saguenay. ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-142.

IRVINE, A. J. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42:** 743-770.

IRVINE, T. N., and BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **8:** 523 - 48.

IRVING, A. J. et FREY, F. A. 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1201-1221.

JENKINS, J. T. 1956. Rapport préliminaire sur la région du lac Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP- 326.

JENKINS, J.T. 1957. Région du lac Manitou. Comté de Saguenay; Ministère des Mines du Québec, RP 349, 8 pages.

JENSEN, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous, paper.66.

KEAYS, R. R., and CAMPBELL, I. H. 1981. Precious metals in the Jimberlana intrusion, Western Australia: implications for the genesis of platiniferous ores in layered intrusions. *Economic Geology*, **76**: 1118 – 1141.

KEAYS, R.R., and DAVIDSON, R.M. 1976. Palladium, irridium and gold in the ores and hosts rocks of nickel sulfide deposits in Western Australia. *Economic Geology*, **71**: 1214-1228.

KELLY, W.C., and CLARK, B.R. 1975. Sulfide deformation studies : III. Experimental Deformation of Chalcopyrite to 2000 Bars and 500°C. *Economic Geology*, 70 : 431-453.

KLUGMAN, M.A. 1954. Région de Charpeney-Coopman. Comté de Saguenay; ministère des Mines du Québec, RP 296, 8 pages.

KLUGMAN, M.A. 1955. Région de Bailloquet. comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec, RP-313, 7 pages.

KULLERUD, G., YUND, R. A. et MOH, G. H. 1969. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems. *Economic Geology Monograph*, 4: 323-343.

LAMBERT, D.D., FOSTER, J. G., FRICK, L. R., LI, C. and NALDRETT, A. J. 1997. Re-Os isotopic systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co magmatic ore system, Labrador, Canada. *American Geophysical Union, Fall Meeting*, V78, p46.

LAVERGNE, G., 1986. Géologie de la région de Saint-Augustin (Basse-Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 85-10. 47 pages.

LESHER, C. M. and ARNDT, N.T. 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos* 34: 127-157.

- LI, C. and BARNES, S.-J. 1996. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe-Ni-Cu-S system. Experiments on the fractional crystallisation of sulfide melt. Contributions to Mineralogy and Petrology, **123**: 435-437.
- LIGHTFOOT, P. C. 1997. Geological and Geochemical relationships in the Reid Brook Intrusive Complex, Labrador: Implications for the origin of the Voisey's Bay Magmatic Ni-Cu-Co ores. American Geophysical Union, Fall Meeting, **78**: 46.
- LIGHTFOOT, P. C., NALDRETT, A. J., and HAWKESWORTH, C. J. 1984. The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge section of the Insizwa complex with particular reference to the origin of nickel sulfide deposits. Economic Geology, **79**: 1857 - 1879.
- LIKACHEV, A.P. 1994. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. In the Sudbury-Noril'sk Symposium. Editors: A.J. Naldrett, P.C. Lightfoot, and P. Sheahan, Ontario Geological Survey, Special Publication **5**: 185-201.
- MARTIGNOLE, J., MACHADO, N., and NANTEL, S. 1993. Timing of intrusion and deformation of the Rivière-Pentecôte anorthosite (Grenville province). Journal of Geology, **101**: 652-658.

MARTIGNOLE, J., MACHADO, N., and INDARES, A. 1994. The Wakeham terrane: A Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research*, **68**: 291-306.

MAX, M. D. 1979. Extent and disposition of Grenville tectonism in the Precambrian continental crust adjacent to the North Atlantic craton. *Geology*, **7**: 76-78.

MIDDLEMOST, E. A. K. 1975. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, **11**: 337-64.

MULLEN, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters*, **62**: 53 - 62.

NADEAU, L., and BROUILLETTE, P. 1997. Field relationships and petrology of Lapeyrère gabbronorite, south-central Province, Quebec. In Current Research 1997-E. Geological Survey of Canada, p. 61-71.

NALDRETT, A. J. 1981. Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. *Economic Geology*, 75 th anniversary volume, 628-685.

NALDRETT, A.J. 1984. Mineralogy and composition of sudbury ores. *Ontario Geological Survey Special*, 1: 309-326.

NALDRETT, A. J. 1989. Magmatic sulphide deposits Oxford, University Press, Oxford, New York. 196p.

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 Science*, **44**: 283-315.

NALDRETT, A. J., and CABRI, L. J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfide and platinum-group-elements. *Economic Geology*, **71**: 1131-1158.

NALDRETT, A.J., and GASPARINI, E.L. 1971. Archean Nickel Sulphide Deposits in Canada: Their classification, Geological Setting and Genesis with some suggestions as to exploration. *Geological Society of Australia, Special Publication*, **3**: 201-226.

NALDRETT, A. J., HOFFMAN, E.L., GREEN, A. H., CHOU, C., NALDRETT, S.R., and ALCOCK, R. A. 1979. The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their contents of PGE and Au. *Canadian Mineralogist*, **17**: 403-415.

NALDRETT, A.J., KEATS, H, SPARKES, K., and MOORE, R. 1996. Geology of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Exploration and Mining Geological Journal*, **5**: 169-179.

NALDRETT, A. J., LI, C., and KRSTIC, S. 1997. Geology and Genesis of the Voisy's Bay NI-Cu-Co Deposit, Labrador, Canada. *American Geophysical Union, Fall Meeting*, **78: 46**.

OFTEDAHL, C. 1980. The geology of Norway. *Norges Geologiske Undersokelse Bull*, **54** : 3-114.

PAKTUNC, A.D. 1989. Petrology of the St. Stephen intrusion and the genesis of related nickel-copper sulfide deposits. *Economic Geology*, **84**: 817-840.

PEARCE, J. A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In continental basalts and mantle xenoliths. Editors: C.J. Hawkesworth, and M.J. Papers prepared for a UK volcanic studies, group meeting at the University of Leicester, Norry, pp. **230-249**.

PEARCE, T.H. 1987. The identification and assessment of spurious trends in Pearce-Type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **97**: 529-534.

PEARCE, J.A. et NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, **69**: 33-47.

PECK, D.C., and 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., NABIL, H., CORRIVEAU, L., 1996. Potentiel minéral de la Côte Nord : L'indice de Cu-Ni-Co du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec, **PRO 96-06**.

RAY, G. L., SHIMIZU, N et HART, S. R. 1983. An ion microprobe study of the partitioning of trace elements between clinopyroxene and liquid in the system diopside-albite-anorthite. Geochimica et Cosmochimica Acta, **47**: 2131-2140.

RIPLEY, E.M., and ALAWI, J.A. 1988. Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, U.S.A. Lithos **21**: 143-159.

RIPLEY, E. M., PARK, Y-R., LI, C. and NALDRETT, A. J. 1998. Sulfur and oxygen isotopic studies of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. American Geophysical Union, Fall Meeting, **78**: 46.

RIVERS, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86**: 117-154.

RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., et DAVIDSON, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, **8**: 63-84.

ROBERT, T. W., WYK, E.V., and PALMER, R., 1971. Concentration of noble metals by fire-assay technique using nickel sulfide as the collector. National Institute for Metallurgy, South Africa. Report 1371.

RYAN B., WARDLE R. J., GOWER C. F., and NUNN G. A. G. 1995: Nickel-copper sulphide mineralisation in Labrador: the Voisey's Bay discovery and its exploration implications. Geological Survey, Departement of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador, Current Research Report **95-1**: 177-204.

SHARMA, K. N. M., et FRANCONI, A., 1975. Région des rivières Magpie, Saint-Jean et Romaine (Grenville 1970). Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-163.

SHERVAIS, J. W. 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**: 101-118.

- SHIREY, W.E., and BARNES, S.-J. 1994. Re-Os and Sm-Nd isotopic constraints on basaltic volcanism and magmatic sulphide formation in the Cape Smith foldbelt, Quebec. *Mineralogical Magazine*, **58**: 835-836.
- SIMONOV, O.N., LUL'KO, V.A., AMOSOV, YU, N., and SALOV, V.M. 1994. Geological structure of the Noril'sk region. In the Sudbury-Noril'sk symposium. Editors: A.J. Naldrett, P.C. Lightfoot and P. Sheahan. Ontario Geological Survey, Special Publication 5, pp. 161-170.
- TAYLOR, S.R., and McLENNAN, S.M. 1985. The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Oxford, England
- THÉRIAULT, R.D., BARNES, S.-J., and SEVERSON, M.J. 1997. The influence of country rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factors) on the genesis of the Dunka Road Cu-Ni-PGE deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**: 373-389.
- THOMPSON, R.N. 1982. Magmatism of the british tertiary volcanic province. *Scotland Journal of Geology*, **93**: 603-608.
- VAN BREEMEN, O., and HIGGINS, M. D. 1993. U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite complex, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, **30**: 1453 – 1457.

- VERREAULT, N. 1996. La formation du gisement de nickel-cuivre de Pechanga en Russie. Projet de fin d'études en sciences de la Terre. Manuscrit, Université du Québec à Chicoutimi.
- VIERECK, L.G., FLOWER, M.F.J., HERTOGEN, J., SCHMINCKE, H.U., et JENNER, G.A. 1989. The genesis and significance of N-MORB sub-types. Contributions to Mineralogy and Petrology, **102**: 112-126.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrology. Chapman and Hall, Londres, 466 pages.
- WOOD, D. A. 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planetary Science Letters, **50**: 11-30.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. 1972. The Grenville province. In Variations in Tectonic Styles in Canada. Editors: R.A. Price et J.W. Douglas. Geological Association of Canada, Special Paper **2**: 263-334.
- WYNNE-EDWARDS, H. R. 1976. Proterozoic ensialic orogenies: the millipede model of ductile plate tectonics. American Journal of Science, **276**: 927-953.

ZEN'KO, T.E., and CZAMANSKE, G.K. 1994. Spatial and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk and Talnakh ore junctions. In the Sudbury-Noril'sk Symposium. Editors: A.J. Naldrett, P.C. Lightfoot, and P. Sheahan. Ontario Geological Survey, Special Publication **5**: 263-281.

ZURBRIGG, H.F. 1963: Thompson mine geology. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, **LXVI**: 227-236.