

MATHIEU LAPORTE-SAUMURE

**PÉTROLOGIE ET METALLOGÉNIE D'INDICES DE
NI-CU DE LA SUITE PLUTONIQUE DE «DE LA
BLACHE», PROVINCE DE GRENVILLE, QUÉBEC**

Mémoire présenté
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval
dans le cadre du programme de maîtrise en sciences de la Terre
pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)

FACULTÉ DE SCIENCES ET DE GÉNIE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

AVRIL 2006

Résumé

Ce mémoire présente les résultats d'une étude pétrographique et métallogénique d'indices de Ni-Cu de la Suite Plutonique de De La Blache (SPDLB). Située dans la partie est de la Province de Grenville et datée à 1327 Ma, la SPDLB s'est mise en place durant l'Elsonien moyen. Elle consiste en un cœur anorthositique à leucotroctolitique, et une bordure (gabbro)noritique (\pm Ol) à ultramafique. Les indices étudiés peuvent être subdivisés en deux groupes: les indices Outardes-4 sud, Boudrias-Est/Doyon et de la Buse, encaissés dans des roches ultramafiques; et l'indice Thibault encaissé dans des leucotroctolites. Les données géochimiques suggèrent que les indices proviendraient de magmas distincts. Les concentrations en Se, S et les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ montrent une composante crustale importante, liée à une contamination par les gneiss encaissants. Les dépôts de Ni-Cu se seraient formés dans les unités (ultra)mafiques produites par cristallisation fractionnée, selon le modèle classique de mise en place de dépôts de sulfures magmatiques. Le faible potentiel économique des indices étudiés peut s'expliquer par l'absence de certains facteurs clés généralement présents dans les dépôts de Ni-Cu-ÉGP magmatiques de classe mondiale.

Abstract

This master thesis is a petrographic and metallogenic study of Ni-Cu prospects associated with the De La Blache Plutonic Suite (DLBPS), in the eastern part of the Grenville Province. Dated at 1327 Ma, the DLBPS intruded during the middle Elsonian. It consists of an anorthositic to leucotroctolitic core, and a (gabbro)noritic(\pm Ol) to ultramafic border. The studied prospects can be subdivided in two groups: the Outardes-4 South, Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects, hosted in ultramafic rocks; and the Thibault prospect, hosted in leucotroctolites. Geochemical data suggests that the different prospects originated from distinct magmas. Se and S concentrations, as well as $\delta^{34}\text{S}$ values show an important crustal component, related to contamination by the country-rock gneisses. The Ni-Cu deposits formed in the (ultra)mafic units produced by fractional crystallization, as in the classical sulfide magmatic deposits genesis model. The weak economic importance of the studied prospects can be explained by the absence of key factors generally present in world-class Ni-Cu-PGE magmatic deposits.

Avant-Propos

Le présent mémoire constitue l'exigence terminale en vue de l'obtention du grade de Maître ès Sciences (M.Sc.) en Sciences de la Terre. Il a été convenu que le mémoire comporte un article tel que permis par la Faculté des Études Supérieures de l'Université Laval. Le chapitre 3 du mémoire correspond à l'article «Petrology and metallogeny of Ni-Cu prospects associated with the De La Blanche Plutonic Suite, Grenville Province, Québec». Cet article a été rédigé en anglais dans le but d'être soumis à la revue scientifique internationale *Mineralogy and Petrology*. Le chapitre 4 faisait initialement partie de l'article inséré. Il a été convenu de déplacer cette section dans le mémoire, ce qui explique le fait que ce chapitre soit également rédigé en langue anglaise. Ce projet de maîtrise a été dirigé par le Dr Marc Constantin, professeur au Département de Géologie et Génie Géologique de l'Université Laval et co-dirigé par le Dr Thomas Clark, du Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec. Il est important de mentionner que la majorité des analyses géochimiques et des analyses à la microsonde ont été effectuées avant le début de mes travaux, la plupart par le Dr Marc Constantin et certains autres par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec. J'ai pour ma part réalisé les analyses par activation neutronique sur les échantillons recueillis au cours de l'été 2004. Je remercie messieurs Constantin et Clark pour leur aide et leurs critiques constructives tout au long de la réalisation du projet. Je remercie également la compagnie Falconbridge Ltée, le Ministère des ressources Naturelles et de la Faune du Québec, les organismes subventionnaires CRSNG et FQRNT (subventions du Dr Marc Constantin), ainsi que messieurs Réjean Hébert et Georges Beaudoin pour avoir procédé à l'évaluation de mon mémoire.

À ma famille, mes amis et ma blonde

Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Avant-Propos.....	iii
Table des matières.....	v
Liste des tableaux.....	vii
Liste des figures.....	viii
Liste des annexes.....	x
Introduction.....	1
Chapitre 1 Géologie Générale.....	3
1.1. La Province de Grenville.....	3
1.2. Histoire géotectonique du Grenville.....	4
1.3. Géologie générale de la région du lac De La Blache.....	12
Chapitre 2 Suite Plutonique de De La Blache.....	14
2.1. Description et âge des unités.....	14
2.2. Brève description du magmatisme Elsonien et modèles génétiques de formation des anorthosites.....	15
2.3. Structure.....	19
2.4. Métamorphisme.....	23
2.5. Indices étudiés.....	24
Chapitre 3 Article «Petrology and metallogeny of Ni-Cu prospects associated with the De La Blache Plutonic Suite, Grenville Province, Québec».....	25
3.1. Résumé.....	25
3.2. Abstract.....	26
3.3. Introduction.....	27
3.4. Geological Background.....	28
3.4.1 The De La Blache Plutonic Suite.....	29
3.5. General description and petrography.....	30
3.5.1 Outardes-4 South prospect.....	30
3.5.2 Boudrias-Est/Doyon prospect.....	31
3.5.3 Buse prospect.....	32
3.5.4 Thibault prospect.....	32
3.6. Mineral chemistry.....	33
3.6.1 Silicates.....	33
3.6.2 Sulfides.....	35
3.7. Whole-rock geochemistry.....	36
3.7.1 Lithochemie.....	37
3.7.2 Sulfide geochemistry.....	39
3.8. Discussion.....	41
3.8.1 Genesis of massif-type anorthosites.....	41
3.8.2 A parental magma for the DLBPS ?.....	42
3.8.3 Formation of the magmatic Ni-Cu sulfides.....	42
3.8.4 Relationships between mineralized units.....	44
3.8.5 Crustal contamination.....	46
3.9. Conclusion.....	47

3.10. Acknowledgements.....	48
Figures	49
Tables.....	69
Chapitre 4 Discussion in the light of key factors for mineralization and comparison with other magmatic Ni-Cu-PGE deposits	79
4.1. Crystallization of abundant olivine.....	79
4.2. Major crustal structure	80
4.3. Magma contamination	81
4.4. Chalcophile-element depletion	81
4.5. Interaction with country rocks	82
4.6. Magmatic conduit	83
Conclusion	84
Bibliographie	87
Annexes	94

Liste des tableaux

Table 1- Summary of petrographic characteristics of mineralized rocks from Outardes-4 South and Buse prospects.	69
Table 2- Summary of petrographic characteristics of mineralized rocks from Boudrias-Est/Doyon and Thibault prospects.	69
Table 3- Olivine mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	70
Table 4- Orthopyroxene mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	71
Table 5- Clinopyroxene mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	72
Table 6- Plagioclase mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	73
Table 7- Pyrrhotite mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	74
Table 8- Chalcopyrite mineral chemistry of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.	75
Table 9- Pentlandite mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects.	76
Table 10- Whole-rock major and trace elements analysis of selected samples from the different prospects and from a Qtz-Fs gneiss of the Hulot Complex. An exhaustive list of analysis is presented in the appendix.	77
Table 11- Whole-rock chemical analysis recalculated to 100% sulfides, after the method of Kerr (2001), modified from Naldrett <i>et al.</i> (2000) of mineralized rocks from the different prospects.	78

Liste des figures

Figure 1- Carte géologique régionale présentant les principales divisions de la Province de Grenville et de son avant pays.	6
Figure 2- Diagramme synthèse montrant l'âge, la nature des dépôts d'arrière-arc, et le moment de la fermeture des bassins d'arrière-arc dans la province de Grenville entre 1600 et 900 Ma. Le diagramme montre aussi les orogénèses accréionnaires du Pinwarrien et de l'Elzévirien, et les phases Shawinigan, Ottawa et Rigolet de l'orogénèse grenvillienne.	7
Figure 3- Carte représentant la province de Grenville lors du géon 12.	9
Figure 4- Carte représentant la province de Grenville lors des géons 10 et 9.	11
Figure 5- Échelle géochronologique couvrant la période entre 1800 et 900 Ma.	17
Figure 6- Schéma représentant le modèle de mise en place des massifs anorthositiques dans une croûte Protérozoïque épaisse. Modifié de Ashwal (1993).	18
Figure 7- Carte représentant la province de Grenville lors du géon 13.	21
Figure 8- Photographie montrant le litage magmatique primaire dans le cœur de la SPDLB.	22
Figure 9- Simplified geological map of eastern Québec, showing the location of the De La Blache lake region (red rectangle) and the De La Blache Plutonic Suite.	49
Figure 10- Geological map of the De La Blache Plutonic Suite.	50
Figure 11- Photography of a decimetric gneissic fragment contained in a mineralized olivine-melanorite at the Outardes-4 South prospect.	51
Figure 12- Sketch map of the Outardes-4 South prospect.	52
Figure 13- Analyzed light photomicrography of a poekilitic orthopyroxene crystal in a plagioclase-lherzolite from Outardes-4 South prospect.	53
Figure 14- Photography of an olivine-gabbro-norite containing ultramafic rocks fragments at the Outardes-4 South prospect.	54
Figure 15- Sketch map of the Boudrias-Est/Doyon prospect.	55
Figure 16- Cross section of the Thibault prospect.	56
Figure 17- Analyzed light photomicrography of an orthopyroxene reactional corona around an olivine crystal from a leucotroctolite of Thibault prospect.	57
Figure 18- Diagrams of (a) olivine Fo values vs olivine Ni (ppm) contents; (b) olivine Fo values vs whole-rock Ni (ppm) contents; (c) orthopyroxene Mg# vs orthopyroxene Al ₂ O ₃ (weight %) concentrations.	58
Figure 19- Reflected light photomicrography from a leucotroctolite of Thibault prospect.	59
Figure 20- Binary diagrams for mineralized rocks from the different prospects.	60
Figure 21- Chondrite-normalized rare earth elements diagrams for mineralized ultramafic and gabbroic rocks, and from country rocks.	61
Figure 22- Primitive mantle-normalized trace elements diagrams for mineralized ultramafic and gabbroic rocks, and from country rocks.	62
Figure 23- Chondrite-normalized La/Sm vs Ta/Th diagram for mineralized rocks from the different prospects, country rocks, and various geochemical reservoirs (small stars).	63
Figure 24- Se vs S diagram for mineralized rocks from the different prospects.	64
Figure 25- δ ³⁴ S diagram of various geochemical reservoirs, Hulot country gneiss, and mineralized rocks.	65

Figure 26- $\delta^{34}\text{S}$ vs Se/S ($\times 10^6$) diagram for mineralized ultramafic and gabbroic rocks	66
Figure 27- Cu vs Ni (%) concentrations recalculated to 100% sulfides diagram for mineralized rocks	67
Figure 28- Chondrite normalized REE diagram for fine grained (gabbro)norites from Boudrias-Est/Doyon, and Outardes-4 South and North prospects.	68

Liste des annexes

Annexe 1- Carte schématique du site minéralisé de la Buse. La zone minéralisée est localisée au sein de la lentille de wehrlite, située le long d'une zone de cisaillement.	94
Annexe 2- Tableau exhaustif des analyses de roches totales d'éléments majeurs et traces des roches provenant des différents indices étudiés.	95
Annexe 3- Analyses de roches totales d'éléments majeurs et traces de roches encaissantes et des standards d'analyse.....	99
Annexe 4- Tableau résumant les descriptions des lames minces provenant de l'indice Outardes-4 Sud.	101
Annexe 5- Tableau résumant les descriptions des lames minces provenant des indices Boudrias-Est/Doyon, de la Buse et Thibault.	102
Annexe 6- Coordonnées UTM des échantillons provenant des différents indices et des roches encaissantes.	103

Introduction

Depuis la découverte du gisement de Voisey's Bay en 1993, la recherche et l'étude de gisements magmatiques de nickel ont connu un essor, particulièrement au cours des cinq dernières années, alors que le prix du nickel a doublé, passant de 7 000 à 14 000 \$US la tonne (prix du London Metal Exchange, décembre 2005). Des études récentes (Clark, 1998, 2000; Nabil *et al.*, 2004) de la géologie de la Province de Grenville ont montré que, contrairement à ce qui était généralement admis jusqu'à récemment relativement au potentiel minéral des terrains hautement métamorphisés, le Grenville possède un potentiel non-négligeable en ce qui concerne les gisements magmatiques de Ni-Cu-Co-EGP. L'objet du présent mémoire est la caractérisation pétrologique et métallogénique de quatre indices (Outardes-4 Sud et Thibault) et sites minéralisés (Boudrias-Est/Doyon et Buse) en Ni-Cu qui sont associés à la Suite Plutonique de De La Blache, un complexe anorthositique qui est situé dans la région de la Côte Nord, dans le Grenville québécois.

La région de la Suite Plutonique de De La Blache a fait l'objet d'une campagne de cartographie par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ) au cours de l'été 2000 (Gobeil *et al.*, 2002) qui a donné une carte à l'échelle 1 : 50 000 des principales unités de la suite plutonique. Cette campagne de cartographie a permis de mettre en évidence les indices et sites minéralisés qui sont décrits dans la présente étude, bien que les indices Outardes-4 Nord et Sud étaient déjà connus. Antérieurement à la campagne de cartographie de l'été 2000, un levé de la géochimie des sédiments de lacs à l'échelle 1 : 250 000 dont les résultats ont été publiés par Choinière (1987) a aussi été réalisé. La compagnie Falconbridge Ltée détient les droits miniers de deux propriétés au sein de la suite plutonique, les indices Outardes-4 Nord et Sud. L'indice Outardes-4 Nord a fait l'objet d'une étude et a été brièvement décrit par Giroux *et al.* (2003), ainsi que Gobeil *et al.* (2002); et l'indice Outardes-4 Sud, qui fait partie intégrante de ce mémoire, a aussi été décrit en partie par Hasik (1998) dans un rapport d'exploration de Falconbridge Ltée.

L'objectif principal du présent projet est de caractériser les indices et sites minéralisés du point de vue de la géochimie des roches totales (éléments majeurs et éléments traces) et de

la chimie minérale des silicates et des sulfures. Ce mémoire a aussi pour objectif de mettre en évidence les liens qui existent entre les différentes unités minéralisées, d'établir la nature de la minéralisation, de discuter de la genèse des gisements de Ni-Cu magmatiques, d'évaluer le rôle de la contamination crustale dans le développement de la minéralisation et de discuter de la nature d'un magma parent possible pour la SPDLB. Les indices et sites minéralisés étudiés sont ensuite comparés à des gisements Ni-Cu-EGP de classe mondiale connus relativement aux facteurs clés dans le développement de la minéralisation décrits par Naldrett (1999).

Le mémoire comporte quatre chapitres. Le premier chapitre concerne la géologie générale, décrivant la Province de Grenville et son histoire géotectonique, ainsi que la géologie de la région du lac De La Blache. Dans le deuxième chapitre, la Suite Plutonique de De La Blache et les différentes unités la composant sont décrites. On y traite également de l'âge des unités, du magmatisme Elsonien, de modèles génétiques de formation des anorthosites, ainsi que des structures et du métamorphisme affectant la Suite Plutonique de De La Blache. L'article «Petrology and metallogeny of Ni-Cu projects associated with the De La Blache Plutonic Suite, Grenville Province, Québec» constitue le troisième chapitre du mémoire. Enfin, dans le quatrième chapitre, les indices et sites minéralisés sont comparés avec différents dépôts d'importance mondiale sur la base des facteurs clés tels que décrits dans l'étude de Naldrett (1999).

Chapitre 1 Géologie Générale

1.1. La Province de Grenville

Dans le présent chapitre, le terme «orogène» est défini par le résultat d'une collision continent-continent, soit l'édification d'une chaîne de montagne, alors que le terme «orogénèse» (ou orogénie) est utilisée pour désigner le processus (c'est-à-dire la collision elle-même) qui mène à la formation d'une chaîne de montagne ou d'un relief quelconque. Par exemple, le terme «orogène du Grenville» réfère à la province géologique résultant de l'«orogénèse grenvillienne». Le terme «orogénèse accréctionnaire» implique une orogénèse avec accréction de terrains allochtones.

La Suite Plutonique de De La Blache est située dans la partie Est de la Province de Grenville, plus précisément dans la ceinture allochtone polycyclique (figure 1). La province géologique de Grenville occupe un territoire très important au Québec et s'étend de Terre-Neuve, jusqu'au Texas, et même au Mexique. Elle constitue, avec les provinces du Supérieur et de Churchill, les Appalaches ainsi qu'avec les roches sédimentaires de la plateforme du Saint-Laurent un des cinq grands domaines géologiques du Québec. De plus, l'orogène du Grenville est reconnu outre-mer dans les Calédonides au Nord de l'Irlande, en Écosse, puis en Norvège et dans la province Svéconorvégienne en Scandinavie (Suède, Norvège; Davidson, 1998). Il est aussi reconnu (ex : Borg et DePaolo, 1994), par la reconstitution tectonique du supercontinent du début du Néoprotérozoïque, que la ceinture orogénique grenvillienne se poursuit de l'Amérique centrale à l'Antarctique, et de l'Inde à l'Australie (Davidson, 1998). On entend ici par «ceinture orogénique grenvillienne» les roches ayant été affectées par l'orogénèse grenvillienne. Au Canada, la province de Grenville est délimitée au Nord par le front du Grenville et au Sud par les Appalaches. Selon Rivers et *al.* (1989), elle est divisée en trois grands domaines tectoniques : le parautochtone, l'allochtone polycyclique et l'allochtone monocyclique. Le domaine parautochtone forme la bande Nord du Grenville et est constitué de roches qui représentent des équivalents variablement déplacés et modifiés des cratons antérieurs limitrophes (Laurentia, entre autres). L'allochtone polycyclique est constitué des roches internes qui ont

été impliquées dans des orogénèses pré-grenvilliennes mais dont l'origine ne peut être corrélée avec d'autres roches hors du Grenville. Pour sa part, le domaine de l'allochtone monocyclique correspond aux roches supracrustales qui ont subi de la déformation, du métamorphisme et du plutonisme uniquement lors de l'orogénèse grenvillienne. L'orogénèse grenvillienne au sens propre (~1190-990 Ma; Rivers et Corrigan, 2000) ne constitue que la phase finale d'une série d'événements d'âge Paléoprotérozoïque à Néoprotérozoïque qui ont mené à la construction de la Province de Grenville telle qu'on la connaît aujourd'hui. Les roches de la Province de Grenville ont donc une histoire complexe, impliquant plusieurs événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques et cela sur une longue période de temps.

1.2. Histoire géotectonique du Grenville

L'évolution de la Province de Grenville remonte plus loin que la collision continent-continent qui a mené à l'édification d'une chaîne de montagne. Lorsqu'il est question de «l'orogénèse grenvillienne», les chercheurs font généralement référence à cette collision continent-continent, qui est en fait la dernière phase d'évolution de la Province de Grenville. Pour faire référence aux événements qui ont mené à la formation de cette province géologique, c'est-à-dire en incluant les événements «pré-orogénie grenvillienne», on parle du «cycle orogénique grenvillien» (Davidson, 1998) qui s'étendrait, selon Gower et Krogh (2002), d'environ ~1710 Ma (événement Labradorien) jusqu'à ~980 Ma, soit la fin de l'orogénèse grenvillienne proprement dit.

Avant l'événement Labradorien, lors du pré-Labradorien (entre ~1900 et 1790 Ma), une série d'orogénèses accréctionnaires, les orogénèses du Pénokéen, du Makkovikien et du Kétilidien, ont affecté le continent Laurentia. Suite à cette période d'accrétion, une partie de la croûte au Sud-Est de Laurentia se serait détachée à cause du développement d'une faille de décrochement majeure ou suite à une extension d'arrière-arc entre ~1790 et 1750 Ma, alors que la marge de Laurentia était inactive d'un point de vue tectonique (Rivers, 1997). Vers ~1740 Ma la marge était redevenue active, avec évidences d'accrétion associée à l'orogénie Central Plains, au Sud-Ouest de Laurentia. Entre ~1710 et 1600 Ma, c'est

l'événement Labradorien qui est tout d'abord caractérisé par la subduction de la croûte océanique rattachée à Laurentia vers le Sud sous un arc jusqu'à 1665 Ma, alors qu'il y a déformation et métamorphisme associé à l'accrétion de cet arc. Le Labradorien est ensuite caractérisé par du magmatisme felsique, avec la mise en place du batholite Trans-Labradorien (~1654-1646 Ma), puis trimodal (mafique, anorthositique et monzogranitique; ~1650-1620 Ma) jusqu'à ~1600 Ma, alors que la marge continentale de Laurentia devient passive, accumulant des sédiments.

La figure 2 montre les événements qui ont affecté la Province de Grenville entre 1600 et 900 Ma. Entre ~1500 et 1230 Ma, un arc magmatique de marge continentale aurait existé sur la marge Sud-Est du craton Archéen de Laurentia (Rivers et Corrigan, 2000). Il y avait subduction sous Laurentia pendant cette période. Cet arc magmatique, appelé la Ceinture de granite-rhyolite, était grossièrement orientée NE-SO et s'étendait du Labrador jusqu'au Texas. Une partie de ce dernier fut subséquemment incorporé au craton Laurentien lors de l'orogénèse grenvillienne (~1190-990 Ma). Cet arc était composé de deux suites ignées distinctes : une suite interne, correspondant à une signature de croûte continentale âgée, puis une suite externe ayant une signature juvénile. Au cours de son existence l'arc était caractérisé par une alternance entre des périodes de compression et d'extension (Rivers et Corrigan, 2000). Les épisodes d'extension correspondaient au développement de plusieurs petits bassins d'arrière-arc. Ceci est démontré par l'existence de séquences de roches interprétées comme s'étant formées dans un environnement d'arrière-arc continental (ex : Supergroupe de Wakeham, Formation de Sims; Rivers et Corrigan, 2000). Les périodes de compression correspondent à la fermeture de ces bassins d'extension. Ces périodes de compression tectonique correspondent également à des orogénèses accréionnaires; soit les orogénèses pinwarienne entre ~1450 et 1410 Ma et elzévirienne entre ~1260 et 1190 Ma. L'orogénèse pinwarienne est caractérisée de façon générale par un magmatisme de composition granitique, par de la déformation, ainsi que par un métamorphisme régional élevé, atteignant le faciès des granulites (Gower et Krogh, 2002). Malgré l'importance du magmatisme granitique accompagnant l'orogénie pinwarienne, d'autres produits magmatiques y sont associés, tel que des monzonites à pyroxènes, des anorthosites, ainsi que des roches gabbronoritiques (Gower et Krogh, 2002). Il semble que suite à l'orogénèse

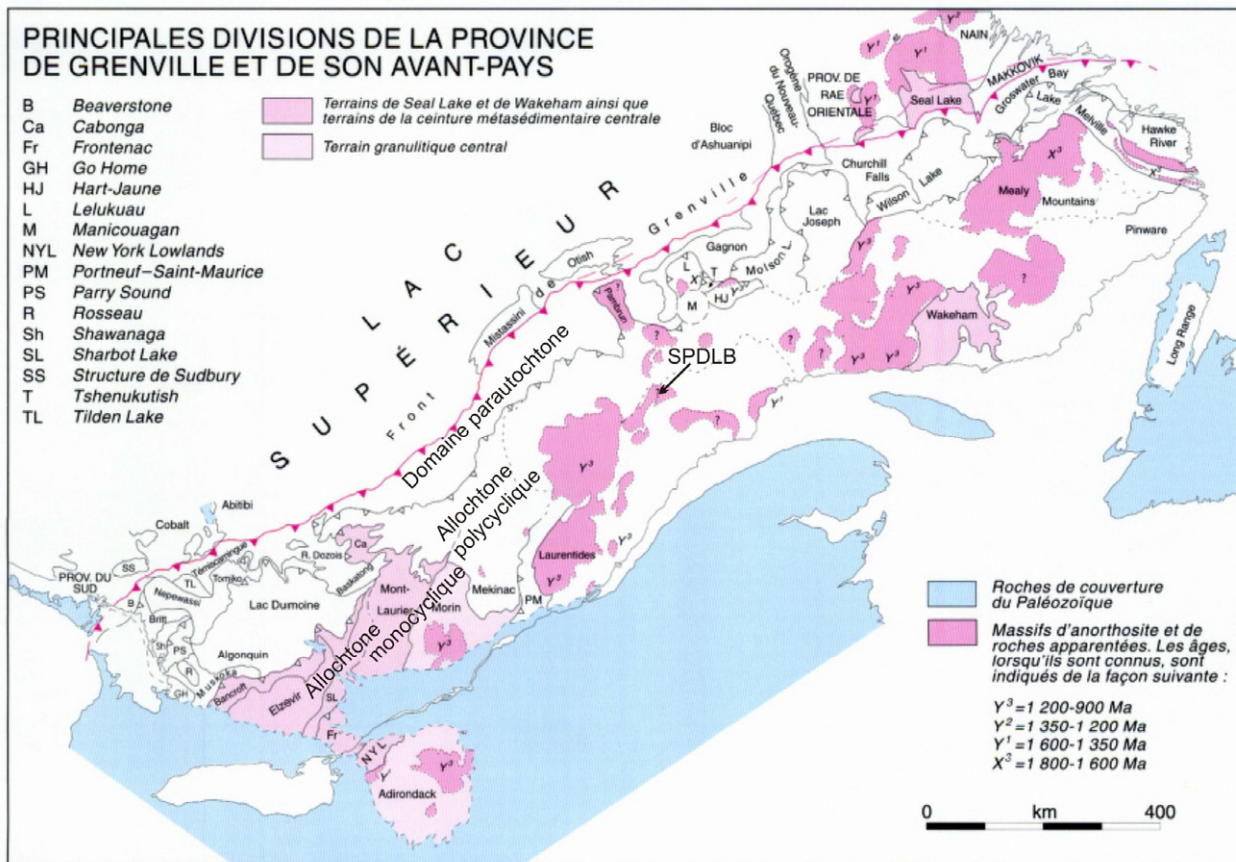


Figure 1- Carte géologique régionale présentant les principales divisions de la Province de Grenville et de son avant-pays.

Le domaine parautochtone correspond à la partie la plus au Nord de la Province de Grenville, entre les zones de cisaillement. Les terrains en rose et en rose pâle constituent le domaine allochtone monocyclique, alors que ceux en blanc correspondent au domaine allochtone polycyclique. Les zones en rose foncé correspondent à des massifs anorthositiques et de roches apparentées. La Suite Plutonique de De La Blache (SPDLB) est aussi localisée. Carte tirée de Davidson, 1998.

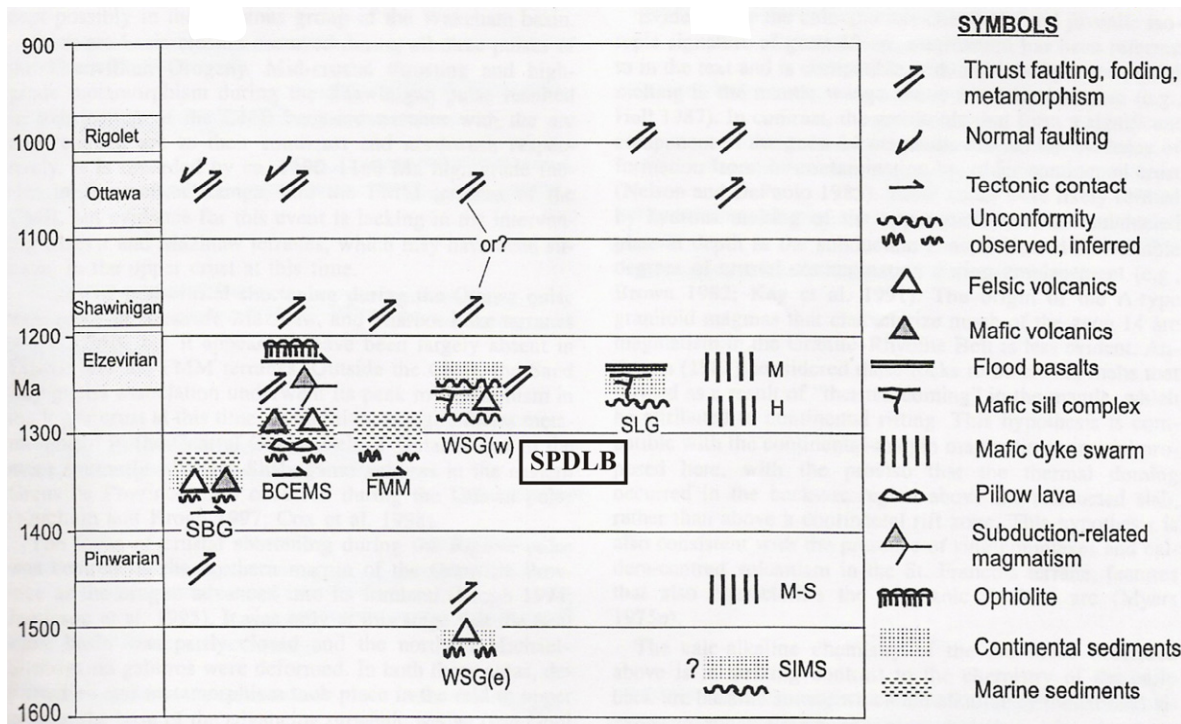


Figure 2- Diagramme synthèse montrant l'âge, la nature des dépôts d'arrière-arc, et le moment de la fermeture des bassins d'arrière-arc dans la province de Grenville entre 1600 et 900 Ma. Le diagramme montre aussi les orogénèses accréctionnaires du Pinwarien et de l'Elzévirien, et les phases Shawinigan, Ottawa et Rigolet de l'orogénèse grenvillienne.

Tiré de Rivers et Corrigan (2000). Abréviations: SPDLB, Suite Plutonique de De La Blache. BCEMS, terranes Bancroft-Cabonga-Elzevir-Mazinaw-Lac Sharbot; FMM, terranes Frontenac-Mont Laurier-Morin; H, dykes Harp; M, dykes Mealy; M-S, dykes Michael-Shabogamo; SBG, association de gneiss de Sand Bay; SIMS, Formation Sims, SLG, Groupe de Seal Lake; WSG(e) et WSG(w), Supergroupe de Wakeham Est et Ouest.

pinwarienne, la compression ait cessé et que l'arc fût caractérisé par de l'extension lors du magmatisme elsonien (voir plus bas). La compression ne reprit qu'avec l'orogénèse accréionnaire elzévirienne. Cette dernière est associée à la fermeture du bassin marginal de la ceinture Centrale Métasédimentaire, au Sud-Ouest de la partie québécoise de la Province de Grenville (CMB; figure 3). D'un point de vue tectonique, l'orogénèse elzévirienne représente l'accrétion de terrains développés en environnement d'arc au sein de la ceinture Centrale Métasédimentaire, ainsi que l'accrétion de certains de ces terrains au continent Laurentia (Gower et Krogh, 2002). Il semble que les granitoïdes avec un âge entre ~1245 et 1239 Ma (figure 3) situés dans la partie orientale de la province de Grenville, telle que l'intrusion granitique de la Rivière Natashquan, soient associés à un métamorphisme de haute température-basse pression et au développement de la zone de cisaillement de Natashquan. Selon Gower et Krogh (2002), cela montre que la partie Est du Grenville fût également affectée par l'orogénèse elzévirienne.

La compression s'est poursuivie suite à l'orogénèse elzévirienne, puisque l'accrétion des terrains d'arc a continué jusqu'à ~1190 Ma alors que l'orogénèse accréionnaire a fait place à une collision de type continent-continent : l'orogénèse grenvillienne qui fût active entre ~1190 et 990 Ma (Rivers et Corrigan, 2000). Des évidences géologiques et géophysiques montrent que cette collision a résulté en une imbrication d'importants domaines et terrains formant par cisaillement un empilement d'échelle crustale avec un pendage de direction Sud-Est (Rivers, 1997). Cet empilement est constitué des domaines autochtone et allochtone (mono- et polycyclique). L'identité du continent qui est entré en collision avec Laurentia lors de cette orogénie est incertaine, mais il est proposé par reconstitution paléotectonique ainsi que par géochronologie que ce continent aurait pu être l'Amérique du Sud (ex : Wasteneys et *al.*, 1995). L'orogénèse grenvillienne correspond à trois grandes phases (pulsations) de raccourcissement crustal, soit la phase de Shawinigan (~1190-1140 Ma), d'Ottawa (~1080-1020 Ma) et de Rigolet (~1000-980 Ma; Rivers, 1997). Ces pulsations ont été suivies par des périodes d'extension qui sont attribuées à un affaissement de l'empilement crustal lors de son refroidissement (ex : Busch et *al.*, 1996). Certaines des failles associées à ces périodes d'extension étaient d'échelle crustale (ex : Martignole et Calvert, 1996), alors que d'autres correspondaient à des décollements prenant racine à des

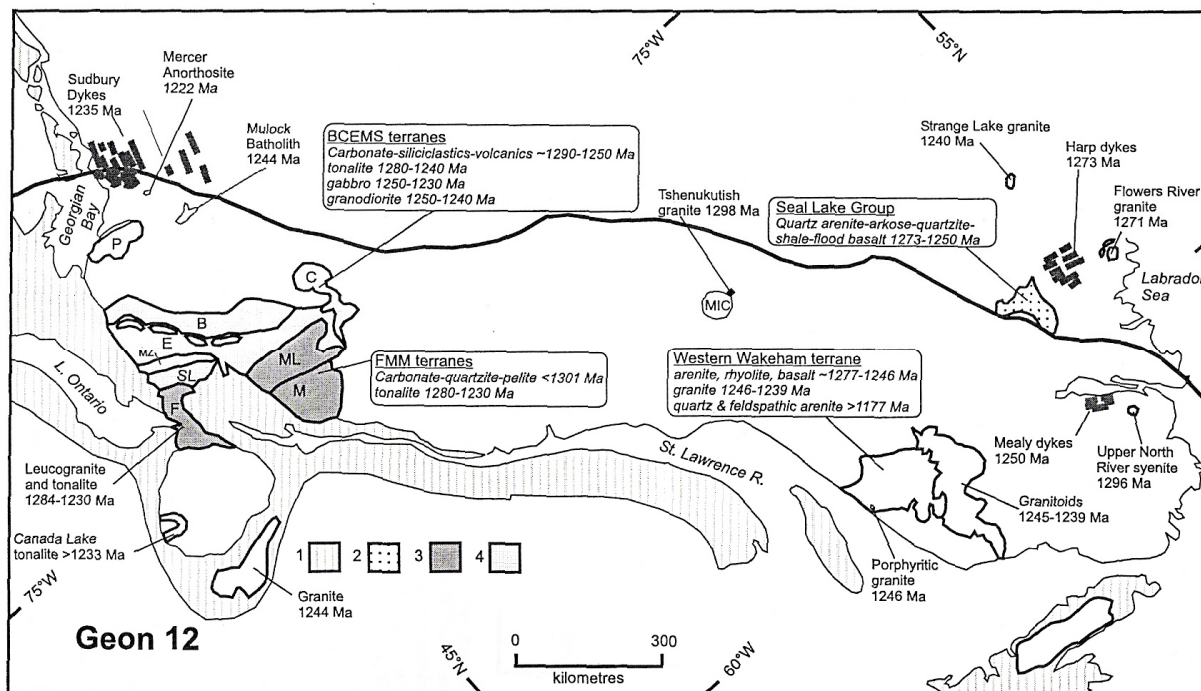


Figure 3- Carte représentant la province de Grenville lors du géon 12.

Le géon 12 représente la période de 1299 à 1200 Ma. On remarque le bassin marginal de la Ceinture Métasédimentaire Centrale (CMB) dans le sud-ouest de la partie québécoise de la province de Grenville. Symboles: 1, aire de la strate Paléozoïque discordante; 2, bassins d'arrière-arc avec sédiments continentaux et roches volcaniques d'origine sub-aériennes; 3, bassins d'arrière-arc avec sédiments marins; 4, bassins d'arrière-arc avec sédiments marins et roches volcaniques; B, Bancroft terrane; C, Cabonga terrane; E, Elzevir terrane; F, Frontenac terrane; M, Morin terrane; MIC, Manicouagan impact crater; ML, Mont Laurier terrane; MZ, Mazinaw terrane; P, Parry Sound terrane; SL, Sharbot Lake terrane; BCEMS, Bancroft-Cabonga-Elzevir-Mazinaw-Sharbot Lake terranes; FMM, Frontenac-Mont Laurier-Morin terranes. Tirée de Rivers & Corrigan (2000), modifiée de Rivers (1997).

profondeurs crustales moyennes (ex : White et *al.*, 1994). Il semble que ces périodes d'extension n'aient pas été contemporaines à travers l'orogène, donc que certains endroits aient été en extension au moment où d'autres étaient en compression (Rivers, 1997). Ces différentes pulsations orogéniques auraient été orientées vers le Nord-Ouest et sont associées à un cisaillement d'échelle crustale, ainsi qu'à un métamorphisme de grade élevé. Rivers (1997) souligne une certaine zonation des degrés de métamorphisme associés à l'orogénie grenvillienne. Ainsi, plutôt que d'être subdivisée en domaines autochtone et allochtone monocyclique et polycyclique, l'orogénie grenvillienne peut être subdivisée d'après le faciès métamorphique des roches. Les roches atteignent le faciès des granulites en arrière-pays (*Interior Magmatic Belt*; figure 4) de l'orogène, alors que la tectonique était caractérisée par des nappes plissées et inclinées. Les roches de l'*Exterior Thrust Belt* (figure 4), situées plus près de l'avant-pays de l'orogène, atteignent des degrés de métamorphisme moins élevé, avec des faciès schistes verts et amphibolites de haute pression, caractéristiques d'un tectonisme dominé par du cisaillement. La plus grande partie de l'activité magmatique associée à l'orogénie grenvillienne était restreinte à l'arrière-pays, mais l'anatexie *in situ* de roches quartzo-feldspathiques produisant de petites pegmatites granitiques est une caractéristique du métamorphisme grenvillien retrouvé partout à travers l'orogène.

Les divers événements tectoniques ayant mené à la formation de la province de Grenville, soit l'existence d'arcs magmatiques pendant une période d'environ 300 Ma, l'alternance de contraintes de compression et d'extension, ainsi que les phases orogéniques expliquent la grande variété de compositions chimiques du magmatisme grenvillien. Ce magmatisme a notamment généré des roches felsiques, mafiques, des granitoïdes de composition alcaline, saturés et sous-saturés en silice, ainsi que de volumineux complexes anorogéniques AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite; Rivers et Corrigan, 2000). Datée à 1327 Ma, la Suite Plutonique de De La Blache est antérieure à l'orogénèse grenvillienne proprement dit et se serait mise en place, lors de l'Elsonien (1460-1230 Ma), plus précisément pendant l'Elsonien moyen (1350-1290 Ma; voir section 2.2).

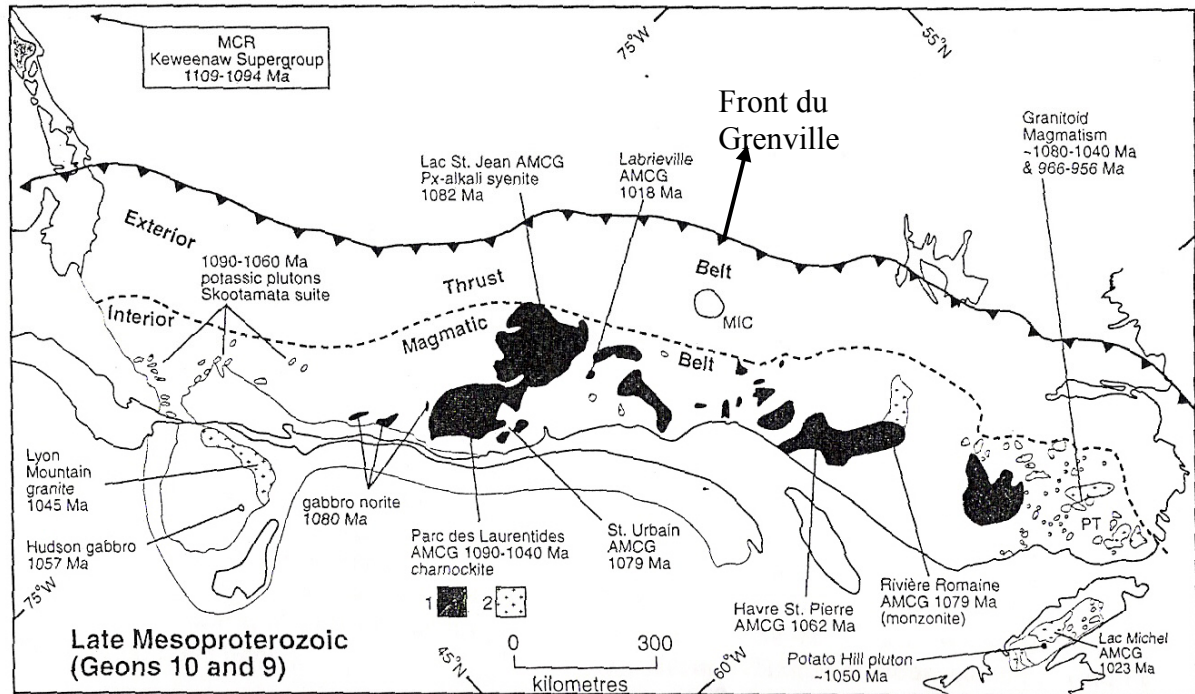


Figure 4- Carte représentant la province de Grenville lors des géons 10 et 9.

Le géons 10 et 9 représentent la période de 1099 à 900 Ma. La ligne pointillée représente la limite entre l'«Interior Magmatic Belt» et l'«Exterior Thrust Belt». Symboles: 1, suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite); 2, plutons de granitoïdes; MCR, Mid-continent rift; MIC, manicouagan impact crater. Tirée de Rivers (1997).

1.3. Géologie générale de la région du lac De La Blache

La Suite Plutonique de De La Blache (SPDLB) est située au Nord-Ouest de la ville de Baie-Comeau, sur la Côte-Nord au Québec, dans la région du lac De La Blache. Tel que mentionné plus tôt, cette région est comprise dans la ceinture allochtone polycyclique de la Province de Grenville (Rivers et *al.*, 1989). Cette région correspond aux feuillets 22K03 et 22K04 du système cartographique SNRC. En plus de la Suite Plutonique mafique de De La Blache, qui occupe la partie centrale de la région, un deuxième ensemble géologique, le Complexe de Hulot, est situé dans les parties Nord et Est de cette région. On distingue un troisième ensemble, constitué de roches de compositions diverses, qui se serait mis en place ultérieurement. Les roches appartenant à cet ensemble recoupent les roches du Complexe de Hulot et de la SPDLB sous forme de masses de dimensions variables ou de dykes (Gobeil et *al.*, 2002). Les unités ont été subdivisées d'après la classification lithodémique du Code stratigraphique nord-américain (NACSN, 1986).

Le Complexe de Hulot comprend des roches gneissiques et ignées qui sont déformées et métamorphosées. Ces roches forment le socle des parties Nord et Est de la région du lac De La Blache. Les unités du faciès gneissique sont en majorité des gneiss tonalitiques à dioritiques, ainsi que des gneiss granitiques. De façon moins importante, on y trouve également du gneiss quartzo-feldspathique, de l'amphibolite, des roches calco-silicatées, des paragneiss, ainsi que du gabbro folié à gneissique (Gobeil et *al.*, 2002). La lithologie qui domine est le gneiss tonalitique. Ce dernier est principalement composé de quartz et de plagioclase et, de façon moins importante, de microcline, de hornblende verte et de biotite. Ces gneiss tonalitiques montrent des variations à l'échelle de l'affleurement, alors qu'on peut passer d'une tonalite homogène, massive à foliée, à un gneiss tonalitique plus déformé et migmatisé, puis à un gneiss rubané composé de lits foncés riches en minéraux ferromagnésiens et de lits felsiques composés uniquement de feldspath et de quartz (Gobeil et *al.*, 2002). La granulométrie des gneiss varie de moyenne à grossière. Dans les zones les plus déformées, ils prennent l'allure de tectonites, montrant une gneissosité droite. La tonalite homogène se présente comme une roche de couleur gris clair, à grains moyens à

grossiers montrant une texture granoblastique. On note également la présence de gneiss dioritiques, monzonitiques et granodioritiques qui seraient intimement liés au gneiss tonalitique (Gobeil *et al.*, 2002). On remarque aussi la présence d'enclaves ou de lambeaux de gneiss plus âgé, représentant le socle au sein duquel les roches ignées ont fait intrusion. Les unités du faciès igné consistent en granite, charnockite, enderbite, monzonite et mangérite.

Le troisième ensemble géologique de la région du lac De La Blache est constitué d'intrusions tardives diverses. Ces intrusions tardives sont composées majoritairement de mangérite. On en retrouve trois faciès principaux, soit la mangérite mégacristique, la mangérite foliée et la mangérite mégacristique massive à foliée (Gobeil *et al.*, 2002). Des âges U-Pb de 1017 ± 2 et de 1016 ± 4 Ma ont été obtenus pour ces différents faciès mangéritiques (Gobeil *et al.*, 2002). Parmi ces intrusions tardives on trouve aussi de la gabbronorite, de la norite ainsi que des (leuco-)troctolites. Des dykes mafiques et felsiques de composition diabasique et granitique qui sont parfois pegmatitiques et qui recoupent à la fois les roches du complexe de Hulot et les roches de la SPDLB appartiennent également à cet ensemble.

Chapitre 2 Suite Plutonique de De La Blache

2.1. Description et âge des unités

La Suite Plutonique de De La Blache (SPDLB) est constituée de deux grands ensembles, soit un cœur de composition anorthositique à leucotroctolitique, qui constitue le plus grand volume de la suite plutonique et une bordure de composition noritique à gabbronoritique, avec ou sans olivine. De façon générale, les roches du cœur anorthositique sont caractérisées par une granulométrie grossière, alors que les roches mafiques de bordure, par des grains moyens à fins. Sur le terrain, le contact entre le cœur et la bordure est caractérisé par la présence d'enclaves ou d'inclusions de matériel mafique au sein des roches du cœur felsique ou encore de matériel felsique dans les roches mafiques de la bordure (Gobeil et *al.*, 2002). Le contact entre les deux ensembles est aussi représenté à certains endroits par un passage graduel d'une anorthosite ou leucotroctolite à une gabbronorite. Ces caractéristiques du contact entre les deux unités montrent qu'elles seraient contemporaines. On retrouve aussi au sein de la bordure de la SPDLB des amas de roches ultramafiques, auxquels sont associés entre autres les indices Outardes-4 Nord et Sud qui sont propriétés de la compagnie Falconbridge Ltée. Notons que la caractérisation de l'indice Outardes-4 Sud fait partie de la présente étude. Ces amas de roches ultramafiques sont constitués de dunite, de harzburgite, de lherzolite à plagioclase, de wehrlite et de webstérite à olivine. Trois des indices étudiés dans le cadre du présent travail sont associés à des roches ultramafiques.

Suite à une campagne de cartographie du Ministère des ressources naturelles du Québec à l'été 2000, un échantillon de syénite a été recueilli dans le but de dater les roches de la Suite Plutonique de De La Blache (Gobeil et *al.*, 2002). La syénite forme un horizon concordant au sein de la bordure mafique de la suite plutonique. L'échantillon a été daté par la méthode U-Pb sur zircon et a donné un âge de 1327 Ma \pm 16 Ma. Selon Gobeil et *al.* (2002), l'âge de cette bordure représente l'âge de la SPDLB. L'âge obtenu montre que la SPDLB se serait mise en place lors d'une période de la province de Grenville appelée l'Elsonien moyen (Gower et Krogh, 2002).

2.2. Brève description du magmatisme Elsonien et modèles génétiques de formation des anorthosites

L'Elsonien moyen est une subdivision du Mésoprotérozoïque (1600-900 Ma; figure 5) et couvre les âges de 1350-1290 Ma. Cette période est caractérisée par un volume important de magmatisme AMCG. Le magmatisme elsonien était alors concentré dans la partie distale et intérieure de la province de Grenville, soit au nord de la zone de subduction qui caractérisait la partie australe de Laurentia. Le fait que le magmatisme felsique et mafique ait été distal par rapport à la zone de subduction et que l'âge du volcanisme soit décroissant vers le nord amène Gower et Krogh (2002) à conclure que l'Elsonien était une période caractérisée par une subduction plane et canalisée («*funnelled flat subduction*»).

Pour Corrigan et Hanmer (1997), les magmas à l'origine des complexes AMCG protérozoïques de la province de Grenville se sont générés suite à un amincissement crustal convectif associé à de l'extension locale, dans un environnement global de subduction. Notons que durant l'Elsonien ce type d'environnement tectonique était prévalant. La mise en place des complexes AMCG et de leurs roches mafiques associées (et ultramafiques, dans le cas de la SPDLB) lors de l'Elsonien moyen peut aussi être expliquée par le modèle génétique de mise en place des anorthosites dans une croûte protérozoïque épaisse (Ashwal, 1993; figure 6). Dans ce modèle, les magmas de composition basaltique à picritique à l'origine des anorthosites sont générés suite à une fusion partielle du manteau supérieur. L'existence de la marge convergente au moment de l'intrusion de la SPDLB aurait favorisé cette fusion partielle mantellique. Dans les marges convergentes, la fusion du manteau peut se produire à des températures plus basses à cause de la présence d'eau provenant de la déshydratation de la plaque subductée. La montée des isothermes conséquemment au phénomène de convection solide est un autre mécanisme facilitant la fusion mantellique dans les zones convergentes. Ces magmas font ensuite une ascension diapirique vers la surface jusqu'à ce qu'ils atteignent le MOHO. L'ascension vers la surface est alors stoppée et les magmas forment de grandes intrusions aplaties, en forme de crêpes. Ce sous-placage magmatique génère des chambres magmatiques qui se différencient et dans lesquelles des minéraux mafiques cristallisent et coulent par gravité dans le fond de la

chambre. Plus tard lors de la différenciation, le plagioclase est formé, et surtout à cause de sa faible densité, flotte dans le liquide résiduel (Kushiro & Fujii, 1977; Kushiro, 1980) et monte sous forme de diapirs, formant des anorthosites. La présence de structures d'envergures crustales peut faciliter grandement la mise en place des magmas générant les complexes anorthositiques et de telles structures sont présentes dans un bon nombre d'intrusions et dépôts de sulfures connus (ex. Duchesne *et al.*, 1999; Naldrett, 1999). Dans un autre modèle génétique de mise en place des anorthosites, Duchesne *et al.* (1999) proposent que ces dernières se soient formées par une fusion d'une croûte mafique inférieure dans un environnement post-collisionnel. Cette croûte mafique en fusion forme des chambres magmatiques au sein desquelles les anorthosites se forment par cristallisation fractionnée, puis se mettent en place par diapirisme, en conséquence de la faible densité (flottaison) du plagioclase. Il est tout de même difficile de concevoir qu'un magma de composition basaltique à picritique puisse être suffisamment alumineux pour cristalliser une quantité substantielle de plagioclase. Lors de l'étude des roches de la Suite Plutonique de Nain, un complexe AMCG du Nord du Labrador, Emslie *et al.* (1994) ont proposé qu'une contamination crustale importante agit comme un mécanisme pouvant augmenter la teneur en aluminium des magmas mafiques. En effet, ces chercheurs soulignent qu'une extraction préalable de liquides granitoïdes d'origine crustale aurait pour effet de laisser un résidu granulitique riche en plagioclase et en pyroxène dans la croûte qui, en contaminant les magmas mafiques issus de la fusion mantellique, enrichirait ses derniers en aluminium et leur permettraient ainsi de cristalliser d'importantes quantités de plagioclase.

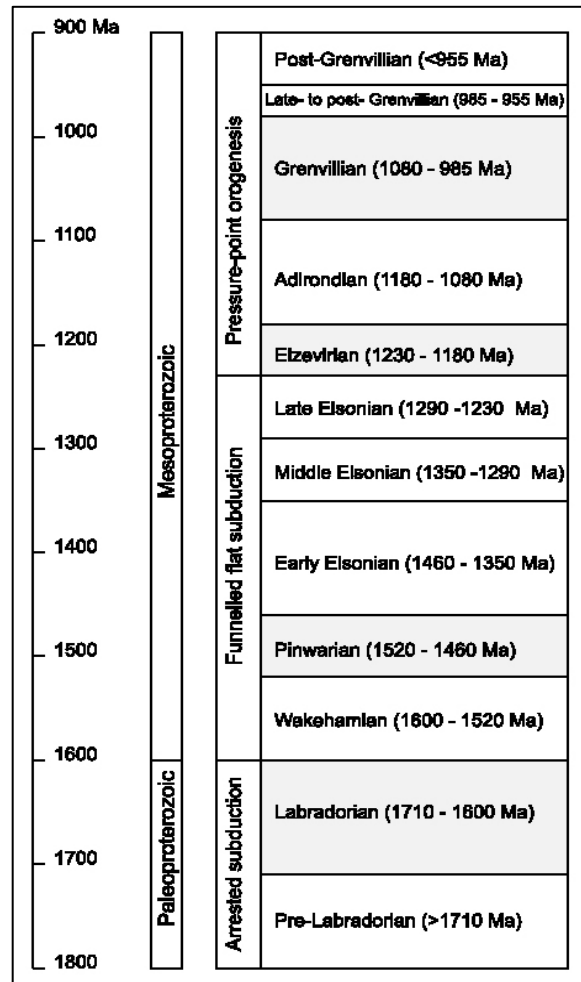


Figure 5- Échelle géochronologique couvrant la période entre 1800 et 900 Ma.

Échelle géochronologique couvrant le Paléoprotérozoïque et le Mésoprotérozoïque et représentant les différents événements géologiques ayant affecté la Province de Grenville. La SPDLB s'est mise en place au cours de l'Elsonien moyen (1350-1290 Ma). Tirée de Gower & Krogh (2002).

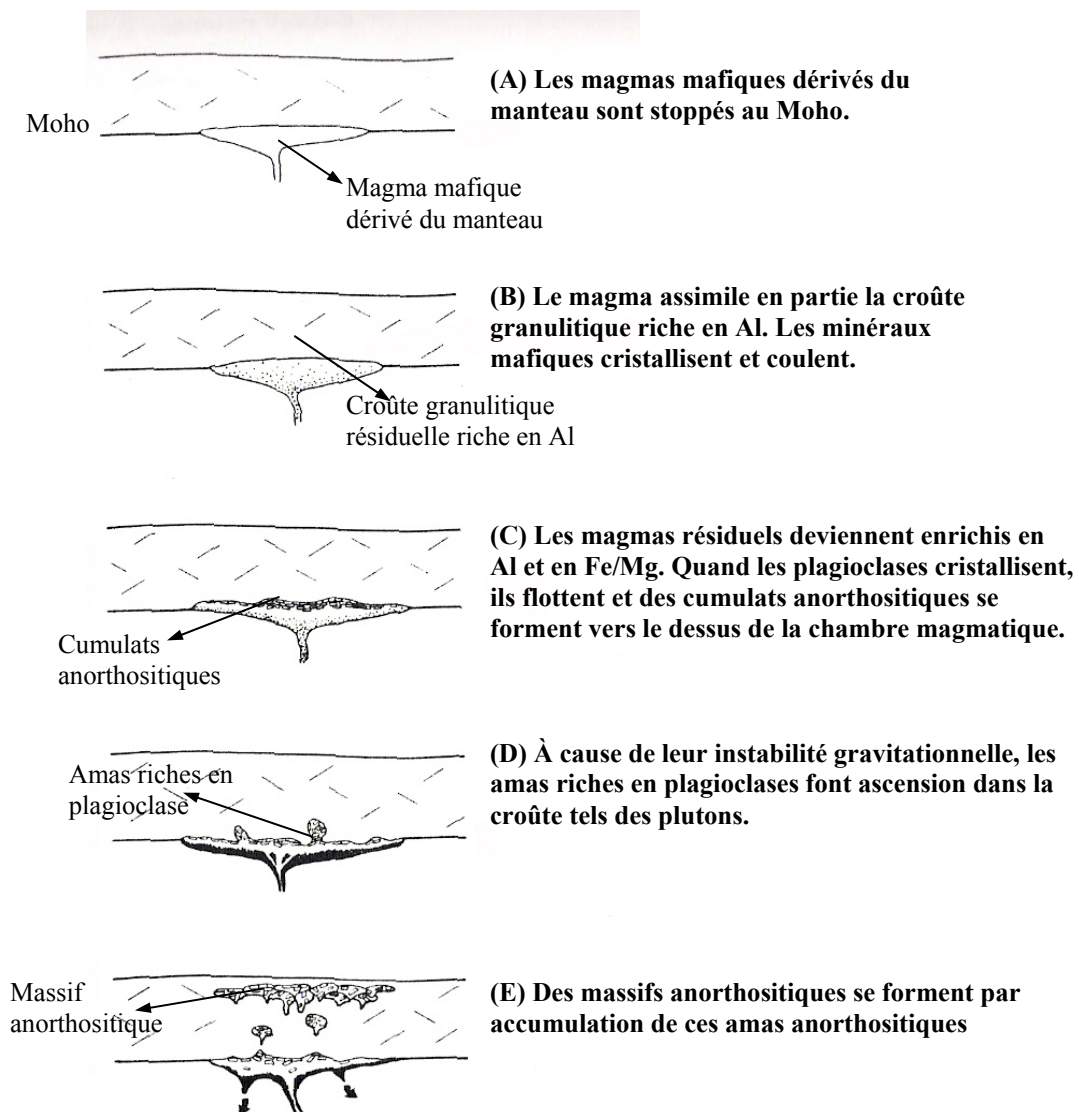


Figure 6- Schéma représentant le modèle de mise en place des massifs anorthositiques dans une croûte Protérozoïque épaisse. Modifié de Ashwal (1993).

La figure 7 montre une carte de la province de Grenville (Laurentia) au moment du Géon 13, soit au cours de la période de 1399 à 1300 Ma. On observe sur cette figure d'autres suites plutoniques et intrusions qui, tout comme la SPDLB, se sont mises en place durant l'Elsonien moyen. Parmi les intrusions contemporaines à la SPDLB, notons la Suite Plutonique de Nain (1320-1270 Ma; Emslie et Stirling, 1993), à laquelle est associé le gisement Ni-Cu d'importance mondiale de Voisey's Bay (1334 Ma; Amelin *et al.*, 1999). La Suite anorthositique (AMCG) de Rivière Pentecôte (figure 7; 1365-1354 Ma; Martignole *et al.*, 1993) ainsi que le Complexe gabbronoritique de Matamec (figure 7; 1378-1351 Ma; Chev e *et al.*, 1999; Nabil *et al.*, 2004) situées respectivement à quelques 200 km et 300 km à l'Est de la SPDLB, sont d'autres exemples d'intrusions contemporaines à la SPDLB. Dans une récente étude, Hébert *et al.* (2005) mentionnent que la SPDLB était auparavant considérée comme un prolongement de la Suite anorthositique du Lac-St-Jean (1160-1140 Ma; Higgins et van Breemen, 1996), située à environ 100 km à l'Ouest de la SPDLB. Le fait que l'âge de la SPDLB ait été établi à 1327 Ma (~200 Ma plus âgée que la Suite anorthositique du Lac-St-Jean) par Gobeil *et al.* (2002) amène Hébert *et al.* (2005)   considérer que ces deux intrusions représenteraient deux épisodes distincts de magmatisme AMCG ayant affecté le centre-Sud de la Province de Grenville. De plus, la SPDLB est une intrusion de type labradorite, alors que la Suite anorthositique du Lac-St-Jean, est de type labradorite-andésine, ce qui impliquerait un changement compositionnel du magma parent, si ses intrusions devait avoir le même magma parent. Cette variation compositionnel refl terait des variations de la fugacité de l'oxygène du magma initial, mais aucune étude de ce type n'a été effectuée dans le centre-Sud du Grenville.

2.3. Structure

Les roches de la SPDLB montrent un litage magmatique primaire qui est défini dans le coeur felsique-mafique par une alternance de lits de 10 cm à 1 m d'épaisseur d'anorthosite et de leucotroctolite (figure 8) ou encore par un changement graduel de composition d'une leucotroctolite à une anorthosite ou troctolite. Les roches montrent également une foliation magmatique qui est définie par des mégacristaux de plagioclase (Gobeil *et al.*, 2002). De manière globale, il semble que ces structures primaires d'origine magmatique soient moins

bien préservées au sein de la bordure mafique-ultramafique, mais les roches de bordures, particulièrement aux indices étudiés, montrent des textures magmatiques tels que des cristaux poecilites d'orthopyroxène et des exsolutions dans certains pyroxènes.

Le contact de la SPDLB avec les roches encaissantes du Complexe de Hulot est caractérisé par un important cisaillement. Ce cisaillement est représenté sur le terrain par une zone de mylonite qui peut faire plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (atteignant 1 à 2 km; Gobeil *et al.*, 2002). Ce cisaillement est grossièrement orienté est-ouest et montre un mouvement dextre sur le contact nord de la SPDLB et senestre sur son contact sud. Cette caractéristique du cisaillement suggère que la SPDLB se soit déplacée tel un bloc monolithique en provenance de l'est, pour atteindre son emplacement actuel (Gobeil *et al.*, 2002). Ces failles de cisaillement aux contacts nord et sud de la SPDLB sont corrélées avec la Zone de Cisaillement Pimpuacan (ZCP), située à l'ouest de la SPDLB, dans la région de la Suite anorthositique du Lac-St-Jean (Gobeil *et al.*, 2002; Hébert, 2004). Ainsi, les contacts nord et sud de la SPDLB seraient une extension orientale de la ZCP. La ZCP aurait été active entre 1160 et 1028 Ma (datation U/Pb; Higgins *et al.*, 2002) et serait par conséquent postérieure à la mise en place de la SPDLB. Cette structure n'aurait donc pu faciliter la mise en place de la SPDLB, même si cette dernière en est affectée.

Du point de vue structural, la SPDLB est affectée par deux autres éléments, soit un grand anticlinal dont le plan axial est grossièrement orienté E-W et des failles NNE-SSW. Ces dernières constituent les bordures orientale et occidentale de la suite plutonique, montrant un mouvement senestre à l'Ouest, puis dextre à l'est. Des failles du même type sont répertoriées dans la région du Saguenay-Lac-St-Jean et recoupent la ZCP. Elles seraient donc plus jeunes que la ZCP (Hébert, 1998, 2001). L'anticlinal, situé approximativement au centre de la SPDLB affecte les roches du cœur et celles de la bordure. Selon Gobeil *et al.* (2002) le plissement associé à cet anticlinal est responsable de la formation d'une foliation tectono-métamorphique d'orientation générale ENE-WSW qui affecte la SPDLB, de façon parallèle au litage et à la foliation magmatique. Dans la partie Est de la suite plutonique, cette foliation tectono-métamorphique devient perpendiculaire à ces structures magmatiques qui sont grossièrement orientées N-S.

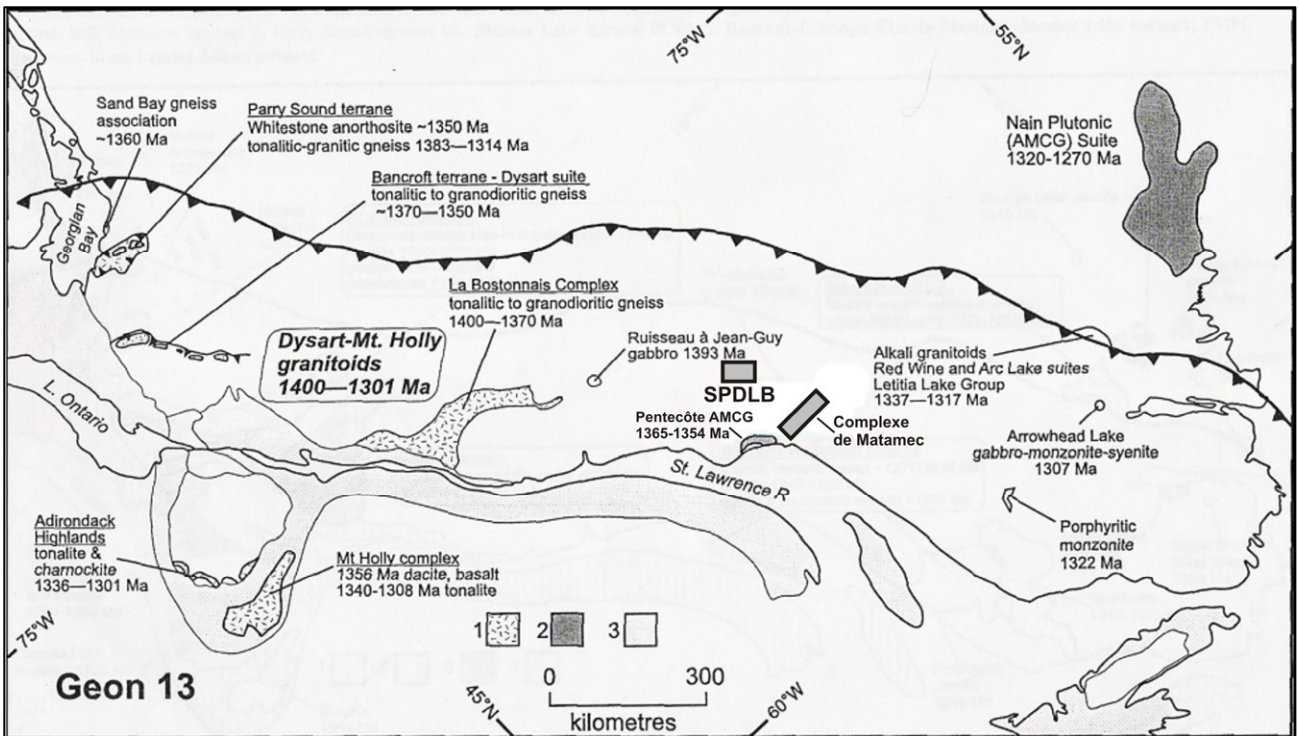


Figure 7- Carte représentant la province de Grenville lors du géon 13.

Le géon 13 représente la période de 1399 à 1300 Ma. Symboles: 1, suites calco-alcalines; 2, suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite); 3, aire de la strate Paléozoïque discordante. Soulignons la présence de la Suite AMCG de Rivière-Pentecôte (1365-1354 Ma), du Complexe de Matamec (1378-1351 Ma) et de la Suite Plutonique de Nain (1320-1270 Ma), qui sont approximativement contemporains à la SPDLB (1327 Ma). Carte tirée de Rivers & Corrigan (2000), modifiée de Rivers (1997).



Figure 8- Photographie montrant le litage magmatique primaire dans le cœur de la SPDLB.

Le litage magmatique est défini par une alternance de lits de 10 cm à 1 m d'épaisseur d'anorthosite et de leucotroctolite. Tirée de Gobeil *et al.* (2002). L'échelle est donnée par le marteau (~30cm).

2.4. Métamorphisme

Dans leur étude, Gobeil *et al.* (2002) soulignent que la paragenèse métamorphique des roches de la SPDLB est encore mal connue. Des transformations attribuées au métamorphisme de pyroxènes en amphiboles sont communes et peuvent représenter soit un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites, soit, comme le soulignent ces auteurs, un rétro-morphisme à partir d'un assemblage métamorphique de grade plus intense (faciès des granulites, par exemple).

On note aussi parfois la présence d'épidote et de chlorite au sein de dykes de gabbro et de diabase recoupant les roches de la SPDLB. Ces minéraux se seraient développés suite à un événement métamorphique tardif (Gobeil *et al.*, 2002). Pour leur part, les roches encaissantes du Complexe de Hulot présentent des assemblages métamorphiques des faciès amphibolite supérieur et granulite.

À l'échelle plus locale, les roches minéralisées associées aux différents indices qui présentent des textures magmatiques tels que des cristaux d'orthopyroxène poecilitiques, sont de manière générale peu métamorphisées. Les roches ultramafiques présentent souvent une altération partielle des minéraux magnésiens en serpentine. Les lentilles de webstérite à olivine qui contiennent la minéralisation au site minéralisé Boudrias-Est/Doyon (voir plus bas) ainsi que certaines roches minéralisées associées à l'indice Outardes-4 Sud sont les roches qui montrent le plus important degré d'amphibolitisation.

2.5. Indices étudiés

Les quatre indices étudiés dans le cadre du présent travail sont des indices et sites minéralisés en Ni-Cu situés au sein de ou près de la bordure mafique-ultramafique de la SPDLB, dans sa partie orientale. Ils peuvent être subdivisés en deux groupes distincts: (1) l'indice Outardes-4 Sud et les sites minéralisés Boudrias-Est/Doyon et de la Buse, majoritairement associés à des roches ultramafiques; (2) l'indice Thibault qui se distingue par une minéralisation encaissée dans des leucotroctolites. Ces différents indices sont décrits en détail dans la section suivante.

Outre les travaux de cartographie géologique et de compilation réalisés par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec cités plus haut (Choinière, 1987; Gobeil *et al.*, 2002; fiches de gîtes Examine sur le site internet du MRNFQ), les travaux antérieurs effectués au sein de la SPDLB comprennent des travaux de terrains réalisés au cours des étés 2000, 2001, 2002 et 2004 par Marc Constantin et collaborateurs. Ces derniers travaux ont mené à la réalisation de projets de fin d'études portant sur différentes unités de la SPDLB, ainsi que sur différents indices, dont certains sont traités dans le présent mémoire (Giroux, 2001; Kirkegaard, 2001; Grange, 2003; Bordet, 2004).

Chapitre 3 Article «Petrology and metallogeny of Ni-Cu prospects associated with the De La Blache Plutonic Suite, Grenville Province, Québec»

Mathieu Laporte-Saumure^{1*}, Marc Constantin¹ & Thomas Clark²

¹Université Laval, Ste-Foy, Québec

²Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, Québec

*Corresponding author: mathieuls39@hotmail.com

3.1. Résumé

La Suite Plutonique de De La Blache (SPDLB) datée à 1327 Ma consiste en un cœur anorthositique à leucotroctolitique et une bordure (gabbro)noritique (\pm olivine) à ultramafique. Elle est encaissée dans les gneiss du Complexe de Hulot, daté à 1434 Ma. Les indices de sulfures consistent en pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite et pentlandite. Ils sont situés dans ou adjacent à la bordure de la SPDLB et subdivisés en deux groupes: (1) les indices Outardes-4 Sud, Boudrias-Est/Doyon et de la Buse, encaissés dans des péridotites et pyroxénites; (2) l'indice Thibault encaissé dans des leucotroctolites. La composition des silicates montre des variations d'un indice à l'autre en ce qui concerne les valeurs de Fo pour l'olivine (Fo₇₆ à Fo₈₆) et de Mg# pour l'orthopyroxène (Mg# de 66 à 84). Les patrons des éléments des terres rares normalisés aux chondrites des roches ultramafiques sont plats à modérément enrichis en terres rares légères, les wehrlites de l'indice de la Buse atteignant des rapports La/Lu normalisés de \sim 5. Une contamination des magmas par les gneiss encaissants de Hulot (La/Lu \sim 6 à 10) peut expliquer cet enrichissement modéré en terres rares légères. Les roches gabbroïques montrent des concentrations plus élevées en éléments des terres rares totaux et sont également modérément enrichies en terres rares légères (La/Lu \sim 4). Toutes les roches minéralisées et encaissantes montrent une anomalie négative

en Ta, qui est attribuable à l'activité magmatique de la marge continentale convergente et active au moment de la mise en place de la SPDLB. Les concentrations en Se et S des roches totales et les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ montrent une composante crustale importante, liée à une contamination par les gneiss de Hulot. La SPDLB aurait fait intrusion conformément au modèle de Ashwal (1993) de mise en place des massifs anorthositiques dans une croûte protérozoïque épaisse. Ensemble, les concentrations en éléments majeurs et traces, ainsi que les données de chimie minérale et les relations de terrain montrent que les différents indices proviendraient de magmas distincts. L'environnement de marge convergente, caractérisé par une activité magmatique intense et des injections multiples de magmas de compositions différentes, expliquerait la variété de compositions de magmas représentées aux différents indices. Les échantillons de norite finement grenue non cumulative, avec leur composition évoluée ne peuvent représenter un magma parent pour la SPDLB et la composition proposée par Francis *et al.* (2000) reste une approximation plausible d'un magma parent de la SPDLB. Les dépôts de Ni-Cu se seraient formés suite à une extraction des métaux par fusion partielle mantellique et concentration des sulfures par gravité dans les unités (ultra)mafiques formées par cristallisation fractionnée, conformément au modèle classique de mise en place des gisements Ni-Cu-ÉGP magmatiques. La contamination par les gneiss de Hulot serait le processus responsable de la saturation du magma en S.

3.2. Abstract

The 1327 Ma DLBPS consists of an anorthosite-leucotroctolite core and a (gabbro)noritic (\pm olivine)-ultramafic border that emplaced in the 1434 Ma Hulot Complex gneisses. The sulfide prospects consist of pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite and pentlandite. They are situated in or adjacent to the DLBPS border and are divided in two groups: (1) the Outardes-4 South, Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects, hosted in peridotites and pyroxenites; (2) the Thibault prospect, hosted in leucotroctolites. Silicate compositions show variations at the different prospects regarding olivine Fo values (Fo₇₆ to Fo₈₆) and orthopyroxene Mg# (Mg# from 66 to 84). Chondrite normalized rare earth elements patterns of mafic and ultramafic rocks are flat to moderately enriched in light rare earth elements, the wehrlite of the Buse prospect reaching a maximum normalized La/Lu ratio of \sim 5. Contamination of magmas by Hulot country-rock gneisses (La/Lu \sim 6 to 10) can

account for this moderate enrichment in light rare earth elements. Mineralized and country-rocks exhibit negative Ta anomalies. These anomalies are related to the magmatic activity associated with the convergent continental margin that was active when the DLBPS emplaced. The DLBPS crystallization is explained by the genetic model of Ashwal (1993) for massive-type anorthosite in a thick Proterozoic crust. Together, major and trace element concentrations, mineral chemistry data and field relations indicate that the different showings would originate from distinct magmas. The variety of magma compositions represented at the different prospects can be explained by an intense magmatic activity covering different compositions associated with the convergent margin environment. Fine-grained non-cumulative norite samples, because of their evolved composition are unlikely to represent a parental magma for the DLBPS and the parental magma proposed by Francis *et al.* (2000) remains a plausible approximation. Origin of Ni-Cu deposits is explained by the classical Ni-Cu-PGE magmatic deposits genesis model, in which there is a metal extraction after mantle partial melting and concentration of sulfides by gravity in the (ultra)mafic units formed by fractional crystallization. Whole-rock Se and S concentrations, as well as $\delta^{34}\text{S}$ values show an important crustal component, resulting from a contamination by the Hulot gneisses. Contamination with the Hulot gneisses is the process that led to S saturation of magmas.

3.3. Introduction

In the last few years, the interest for magmatic Ni-Cu sulfides has grown, particularly because of the discovery of the Voisey's Bay deposit in 1993 and the fact that the selling price of nickel has doubled in the last five years, jumping from US\$ 7 000 to US\$ 14 000/tonne (price of the London Metal Exchange, December 2005). Recent studies have shown that the Grenville province has potential for magmatic Ni-Cu sulfides (Clark, 1998, 2000). Ni-Cu mineralizations in rocks associated with an anorthositic complex are known, but studies of such mineralizations are few. In addition, ultramafic rocks from anorthosite massives are rare (Ashwal, 1993). The purpose of this paper is to document four Ni-Cu prospects located in the mafic-ultramafic border of the anorthositic De La Blache Plutonic Suite, in the Grenville Province (figure 9).

Prior work on the De La Blache Plutonic Suite includes geological mapping by the Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ) (Gobeil *et al.*, 2002) and exploration reports (Hasik, 1998) by Falconbridge Ltd., which owns two properties in the plutonic suite. These properties contain two Ni-Cu prospects named Outardes-4 North and South (figure 9), the later being the focus of this paper. The Outardes-4 North showing was briefly described by Gobeil *et al.* (2002), Giroux *et al.* (2003) and Constantin *et al.* (2004).

In this study, we (1) characterize four Ni-Cu showings according to their petrography, mineral chemistry and lithogeochemistry; (2) discuss the genesis of massif-type anorthosites; (3) examine the relationship between mineralized units; (4) discuss the formation of Ni-Cu magmatic sulfides and evaluate the role of country rock contamination; and (5) discuss the nature of a possible parental magma for the DLBPS.

3.4. Geological Background

The De La Blache Plutonic Suite (DLBPS) is located in the Lac De La Blache area, 170 km NW of Baie-Comeau, in the Côte-Nord region of Québec (figure 9). The Lac De La Blache area is composed of three geological domains: the 1434 ± 64 Ma Hulot Complex, composed mostly of tonalitic to dioritic gneiss with minor paragneiss; the DLBPS, which intrudes the Hulot Complex; and various late intrusions related to the Grenville orogeny, which are mostly gabbroic to granitic in composition, but include a mangerite intrusion dated at 1016 Ma (Gobeil *et al.*, 2002).

Three orogenic phases preceded the Grenvillian orogeny: the Labradorian (1710-1600 Ma), the Pinwarian (1520-1460 Ma), and the Elzevirian (1230-1180 Ma). The thrusting, deformation, metamorphism, and magmatism associated with the Grenvillian orogeny took place from 1080 to 985 Ma. From 1500 to 1230 Ma, a continental arc over a north dipping subduction zone was located in the southern part of Laurentia (Rivers & Corrigan, 2000). This subduction environment was characterized by a succession of phases of back-arc extension and compression.

The DLBPS has been dated at 1327 ± 16 Ma by the U/Pb method on zircons (Gobeil *et al.*, 2002). This age corresponds to the Middle Elsonian (1350-1290 Ma; Gower and Krogh, 2002), which was characterized by AMCG (anorthosite-mangerite-charnockite-granite) magmatism. The Nain Plutonic Suite (1320-1270 Ma; Emslie *et al.*, 1993), with which the Voisey's Bay Ni-Cu deposit is associated (1334 Ma; Naldrett, 1999), and the Rivière Pentecôte Anorthosite (1365-1354 Ma; Martignole *et al.*, 1993) are examples of intrusions that, like the DLBPS, were formed during the Middle Elsonian.

3.4.1 The De La Blache Plutonic Suite

The DLBPS has two major components: a felsic to mafic core and a mafic border (figures 8 & 9). The core is composed of coarse-grained anorthosite to leucotroctolite, and the border is composed mostly of fine-grained norite (\pm olivine) and gabbro-norite (\pm olivine) (Gobeil *et al.*, 2002; Constantin *et al.*, 2004). At the contact between these two components, leucotroctolite fragments occur in the norite-gabbro-norite (\pm olivine) border and vice versa, or alternatively the passage from leucotroctolite to gabbro-norite is gradual (Gobeil *et al.*, 2002). The norite-gabbro-norite (\pm olivine) border contains two ultramafic to mafic lenses (figure 10), with which the Ni-Cu prospects Outardes-4 North and Outardes-4 South are associated. The age of these lenses relative to the norites and gabbro-norites (\pm olivine) of the border is not established. Since the lenses are concordant with the rocks of the border, Gobeil *et al.* (2002) suggested that they are sills. At the Outardes-4 South prospect, the lens is locally sheared at its northern and southern contacts, and the rocks are less deformed than the rocks of the border. These characteristics suggest that these lenses are perhaps younger than the border of the DLBPS.

Primary magmatic layering (Gobeil *et al.*, 2002) in the DLBPS is defined in the core by the alternation of 10 cm to 1 m thick layers of anorthosite and leucotroctolite. This layering is characterized by gradual modal changes from leucotroctolite to anorthosite or troctolite. In the mafic border, magmatic features such as poikilitic orthopyroxene in peridotites and olivine-bearing gabbroic rocks are preserved. According to Gobeil *et al.* (2002), the alternance of olivine-(mela)norite, (gabbro)norite and leuco(gabbro)norite is a primary

magmatic feature. A primary magmatic foliation is present in the felsic core and is shown by the preferential alignment of plagioclase megacrysts, parallel to the layering. It is also shown by small oriented plagioclase phenocrysts in decimetric-scale ovoidal masses of troctolite in anorthosite.

The contacts of the DLBPS with Hulot Complex country rocks are strike-slip mylonitic shear zones up to a few hundred meters in width (figure 10). The central part of the DLBPS is characterized by an E–W-oriented, E-plunging antiform.

All the Ni-Cu prospects in the present study are associated with, or adjacent to, the mafic border of the DLBPS (figure 10) and can be divided in two groups. The Outardes-4 South, Boudrias-Est/Doyon, and Buse prospects are hosted by a variety of ultramafic to mafic rocks, whereas the Thibault prospect is hosted by leucotroctolite.

3.5. General description and petrography

The general shape of the plutonic bodies of the DLBPS, field relations and petrographic characteristics of the four prospects are described below, from east to west. In general, interactions between the DLBPS's magmas and the Hulot Complex gneiss are obvious at these prospects. These interactions are shown by small gneissic enclaves within the mafic border (figure 11) and, as it will be discussed later, by chemical interactions.

3.5.1 Outardes-4 South prospect

The Outardes-4 South prospect is hosted within an ultramafic to mafic lens (represented in pale blue in figure 12). This lens is situated near the sheared contact between the mafic border of the DLBPS and the Hulot Complex. Composed of dunites, harzburgites, plagioclase-bearing lherzolites, olivine-bearing websterites, norites (\pm olivine) and gabbro-norites (\pm olivine), this lens is oriented WNW–ESE and is 3.5 km by 700 m in size (Gobeil *et al.*, 2002). Some of the sulfides are concentrated near the northern contact of the mafic-ultramafic lens (figure 12). The rest occur within the narrow northwestern extension of the lens. It could be argued that this narrow extension represents a feeder dike for the

lens. The mineralized rocks are mostly harzburgites and olivine-bearing melanorites. They contain up to 20% disseminated sulfides consisting of pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, and pentlandite; semi-massive sulfides are rare. Although mineralized rocks are variably serpentinized (up to 20%) and/or amphibolitized (up to 20%), they are not significantly deformed. They show magmatic textures such as poikilitic orthopyroxene crystals containing olivine (figure 13) and orthopyroxene reactional coronas around olivine. The presence of ultramafic fragments in less primitive gabbroic rocks (figure 14) is evidence for separate pulses of magma, and the shape of the lens, which concordant with the rocks of the border could be interpreted as a sheet-like intrusion. These ultramafic fragments have not been studied, and therefore are not necessarily fragments of the main mafic-ultramafic lens.

The petrographic characteristics of the mineralized ultramafic and gabbroic rocks at the Outardes-4 South showing are given in table 1. The gabbroic rocks are divided into two distinct groups on the basis of the abundance of olivine.

3.5.2 Boudrias-Est/Doyon prospect

The Boudrias-Est/Doyon mineralized site consists of three variably amphibolitized (up to 10%) olivine websterite boudins, with minor norite, extending over 700 m (figure 15). Initially mapped as separate entities, the three websterite boudins have later shown to have a similar composition. These boudins are situated within a unit of paragneiss and mangerite and are not far from the sheared contact of the DLBPS. They have a mean width of 20 m. The paragneisses are characterized by the presence of garnets, a very well-defined E–W-oriented foliation and, an alternation of felsic and mafic bands. The mineralized olivine websterite also show a well-defined foliation oriented parallel to the gneissic foliation, and contains up to 5% sulfides, mostly pyrrhotite, with minor pyrite and chalcopyrite but without pentlandite.

The olivine websterite at the Boudrias-Est/Doyon prospect differ from the ultramafics of Outardes-4 South by their greater degree of deformation. The foliation is defined by the alignment of phlogopite crystals. Sulfide grains are also concentrated along this foliation, which is parallel to the foliation in the paragneiss. The long axis of the boudins is oriented

parallel to the foliation to both the country rocks and the ultramafic, and to the general strike of the nearby sheared contact (figure 15). The petrographic characteristics of the mineralized rocks at Boudrias-Est/Doyon are provided in table 2.

3.5.3 Buse prospect

The Buse prospect is associated with an ultramafic lens in a shear zone (figure 10). The mineralized rocks are situated within a variably serpentinized (up to 10%) wehrlite about 60 m in length by 30 m in width, contained in a paragneiss unit. Because of the structural complexity associated with the NW–SE-oriented shear zone, the relationship between the wehrlite, the paragneiss and the rocks of the DLBPS border is ambiguous. The contact between the ultramafic lens and the paragneiss is interpreted as tectonic, because of the absence of gneiss fragments in the ultramafic rocks. These mineralized rocks are weakly deformed, as indicated by the presence of magmatic textures, such as poikilitic orthopyroxene. Norite masses, locally forming a magmatic breccia and intruded by later leucocratic veins, occur throughout this ultramafic lens. The mineralized wehrlite contains up to 5% disseminated sulfides, consisting of pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite and pentlandite.

Wehrlites at the Buse prospect share many first order characteristics with the peridotites of the Outardes-4 South prospect. The petrographic characteristics of the mineralized rocks at the Buse prospect are given in table 1. They are almost undeformed, exhibit magmatic textures (poikilitic pyroxenes, orthocumulate olivine crystals) and, aside from the absence of plagioclase, are characterized by the same mineralogy. We will however show that they have distinct mineral chemistry and trace element contents.

3.5.4 Thibault prospect

Unlike the other prospects, the Thibault showing is hosted mostly by leucotroctolites. The showing consists of a 135 m long N–S-oriented outcrop exposed in a roadcut. Even though it is adjacent to the DLBPS border, it is hosted in a displaced block located within the core of the plutonic suite. Figure 16 shows a cross-section of the outcrop, which is composed of

leucotroctolite and norite, with local olivine gabbro-norite. The norite is locally weakly mineralized (sample 8210-C), but the main mineralization is within the leucotroctolite, on the north side of an E–W-oriented mylonitic shear zone (sample 8210-A). The rocks are variably serpentinized (5 to 10%) and amphibolitized (up to 10%). The mineralized zone of the Thibault prospect is concentrated near the intersection of two shear zones (figure 16), and therefore, the proximal rocks are foliated and moderately deformed. The mineralized rocks contain up to 10% disseminated sulfides, composed of pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, and pentlandite.

The petrographic characteristics of the mineralized rocks at the Thibault prospect are given in table 2. Leucotroctolites from the Thibault prospect are coarse grained (up to 10 cm), unlike the mineralized rocks from the other prospects. As in the case of the olivine-bearing rocks (ultramafic and gabbroic) at the Outardes-4 South showing, reactional coronas of orthopyroxene around olivine crystals (figure 17) and green spinel at the olivine-orthopyroxene-plagioclase are present at Thibault.

3.6. Mineral chemistry

Mineral compositions for silicates (olivine, pyroxene, and plagioclase) and sulfides (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, and pentlandite) are provided in tables 3 to 9.

3.6.1 Silicates

Olivine occurs in most mineralized rocks of the Outardes-4 South prospect and is mostly present as a cumulus mineral in meso- to orthocumulates. Its chemical characteristics are given in table 3. Olivine in ultramafic rocks ranges from Fo_{86} to Fo_{77} and in gabbroic rocks from Fo_{83} to Fo_{79} . These compositions are compatible with an origin from a basaltic magma. A clear difference exists between ultramafic rocks from the Outardes-4 South (Fo_{86-84}) and those of the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects (Fo_{79-77} ; figure 18-a & 18-b). Olivine Fo values of the leucotroctolites from Thibault (Fo_{82-80}) are comparable to those of the olivine-bearing gabbroic rocks from Outardes-4 South (Fo_{83-80}). The Fo values of the ultramafic rocks from the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects are less primitive

than those from olivine-bearing gabbroic rocks at Outardes-4 South and olivines show much lower Ni contents in the former (figure 18-a). Thus, the rocks of Outardes-4 South, and of Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects are unlikely to originate from the same magma and would represent distinct magma pulses. With the exception of the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects, where the ultramafic rocks exhibit the lowest olivine Fo values, the general decline of Fo values from ultramafic to gabbroic (plagioclase-bearing) rocks agrees with a general crystallization trend from primitive to more evolved magmas. NiO values in olivine from the four prospects range from 0,007 to 0,226%. There is no correlation between Ni content and Fo values of olivine, but we note that the rocks with the lowest Fo values (olivine websterites and wehrlites of the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects) also show the lowest Ni contents. Whole-rock Ni concentrations also tend to decrease with olivine Fo values (figure 18-b). Figures 18-a and 18-b show that there are two major factors influencing the mineralized rocks Ni contents: the abundance of sulfide in the rocks, and the degree of Ni enrichment of these sulfides. Whole-rock Ni concentrations decrease from the ultramafic to the olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks (table 10), linking Ni contents and olivine modal porportion of the rocks. The ultramafic rocks at the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects do not agree with that tendency. This would likely reflect a different magma composition.

Orthopyroxene generally exhibits cumulus and minor intercumulus textures. It also forms second-generation reactional coronas around cumulus olivine crystals (figure 17). However, there is no significant compositional difference between the two types of orthopyroxene. Data on orthopyroxene compositions are provided in table 4. Orthopyroxene contents in TiO_2 , Cr_2O_3 , and Na_2O are subject to very small variations from the ultramafic to the gabbroic rocks, whereas only Al_2O_3 and MnO experience significant variations. Al_2O_3 concentrations are lower for the ultramafic rocks than for the gabbroic rocks. This reflects the growing Al_2O_3 content of the magma as differentiation increases. MnO compositions tend to be higher in the ultramafic than the gabbroic rocks. Orthopyroxene Mg# values, as expected, decrease from ultramafic (Mg# 85 to 79) to gabbroic compositions (Mg# 83 to 67) (figure 18-c). Orthopyroxene Mg# values for ultramafic rocks at the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects are comparable to those of

olivine-bearing gabbroic rocks at Outardes-4 South prospect. For the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects, these low orthopyroxene Mg# values correlate with low olivine Fo values and, like in the case of olivine, this would reflect an origin from a more differentiated magma than the one from the Outardes-4 South prospect.

Clinopyroxene is less abundant than orthopyroxene in mineralized rocks. Clinopyroxene is generally intercumulus and commonly exhibits exsolutions of orthopyroxene and/or clinopyroxene. In some cases, clinopyroxene occurs as exsolutions in orthopyroxene crystals. In wehrlite from the Buse prospect, clinopyroxene poikilitically contains orthopyroxene crystals. Data on clinopyroxene compositions are given in table 5. Compared to orthopyroxene, clinopyroxene is richer in Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Na_2O , and MnO . The Mg# for clinopyroxene varies from 88 to 86 in ultramafic rocks, and from 90 to 80 in gabbroic rocks, reaching more primitive values than orthopyroxene. Like for orthopyroxene and olivine, clinopyroxene in some ultramafic rocks from Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects exhibit lower Mg# than olivine-bearing gabbroic rocks of Outardes-4 South. These observations would indicate that rocks originated from different magmas.

Data on plagioclase chemistry comes largely from gabbroic rocks (table 6). In ultramafic samples, only a single plagioclase analysis was carried out on an olivine websterite from the Outardes-4 South prospect, giving a composition of An_{81} . In gabbroic rocks, An values range from 55 to 82. Generally, An values decrease as the modal proportion of olivine decreases.

3.6.2 Sulfides

The main sulfides present in the prospects, in order of decreasing modal abundance, are pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, and pentlandite. In the case of the Thibault showing, which is characterized by a greater Cu content (see sulfides compositions) compared to the other prospects, modal proportion of chalcopyrite is higher than that of pyrite (e.g. figure 19). Sulfides were analyzed for Ni, Cu, Fe, Zn, Co, Mn, As and S (tables 7 to 9). There are no significant variations in sulfide compositions between ultramafic and gabbroic rocks.

Compared to pyrrhotite and chalcopyrite, which contain less than 0,7% of Co, pentlandite is richer in Co (1,51 to 2,98%). The compositional variations shown by chalcopyrite and pentlandite in the studied prospects are small.

In comparison with the sulfides from the studied prospects, pentlandite from the disseminated sulfides of the Lac à Paul Ni-Cu-PGE prospect associated with the Lac St-Jean Anorthositic Suite, situated some 120 km SW of the DLBPS (figure 9; Huss, 2002), is poorer in Ni (32% vs ~34%) and S (32% vs ~33%), whereas chalcopyrite is poorer in Cu (33% vs ~34%) and richer in S (35% vs ~34%). Pentlandite and chalcopyrite from the Lac Volant Ni-Cu-Co-PGE massive sulfide prospect in the Matamec Complex, situated some 300 km east of the DLBPS (Nabil 1999, 2004), are poorer in Ni (28% vs ~34%) and Cu (33% vs ~34%), respectively, and both pentlandite (42% vs ~33%) and chalcopyrite (35% vs ~34%) are richer in S. In our study, pyrrhotite is characterized by more heterogeneous compositions than pentlandite and chalcopyrite (tables 7 to 9).

3.7. Whole-rock geochemistry

Major oxides were analyzed by ICP-emission spectrometry at ACME labs in Vancouver. Trace elements content were determined by neutron activation at the Université Laval following the method of Constantin (2006). A second set of samples were analyzed for major oxides by X-ray fluorescence and trace elements by neutron activation and ICP-emission spectrometry. A third set of data published by the MRNQ was obtained for trace elements by using ICP-emission spectrometry at GEOLABS in Ontario. Duplicate analysis of samples by the various methods and laboratories showed variations within analytical errors. The sulfide isotopic analysis were made by the Hatch isotope laboratory, at the University of Ottawa. $\delta^{34}\text{S}$ were obtain by elemental analyzer (EA) combustion and continuous flow high-precision isotope ratio mass spectrometry (IRMS), following the method of Grassineau (2001).

Samples were collected during field work in the summers of 2000, 2001, 2002, and 2004. For presentation purposes, samples were assigned to either the ultramafic or the gabbroic

group. The ultramafic group includes harzburgite, plagioclase lherzolite, dunite, and olivine websterite from the Outardes-4 South prospect, olivine websterite from the Boudrias-Est/Doyon prospect, and wehrlite from the Buse prospect. The gabbroic group includes the olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks of the Outardes-4 south prospect and leucotrotolite of the Thibault prospect. For the two groups, whole-rock chemical data are presented (table 10).

3.7.1 Lithochemistry

3.7.1.1 Major elements

Major element concentrations from the different rock types reflect the petrological and mineralogical diversity of the prospects and, the influence of country rock contamination and metamorphism. Since the dominant minerals in the rocks are olivine, pyroxenes, and plagioclase, the evolution of the major element composition is controlled mostly by the abundance of MgO, SiO₂ and Fe₂O₃. The decrease of the MgO values reflects the crystallization of cumulus olivine and orthopyroxene crystals, and the increases of Al₂O₃ and CaO are attributed to an increase of the modal proportion of plagioclase from ultramafic to gabbroic rocks (figure 20). Very low K₂O concentrations are explained by the absence of potassic feldspar. In norites, the K₂O content is positively correlated with the abundance of biotite. Mg# values and Ni and Cr concentrations also decrease with differentiation (figure 20). Figure 20-a shows a normal differentiation trend. As shown in figures 20-b and 20-c, chromite and sulfide accumulation has a great effect on the rock compositions. The effects of olivine and sulfide accumulation is also shown in figure 20-c, explaining Ni variations of the peridotites, and olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks of the Outardes-4 South prospect. These rocks show Ni contents variations for a similar MgO content. This reflects the accumulation of sulfides.

3.7.1.2 Trace elements

The trace element compositions of the rocks are given in table 10. Figure 21 shows the chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns for the mineralized ultramafic and gabbroic rocks. Patterns for ultramafic rocks vary from flat to weakly light REE-rich values

compared to heavy REE. For the Outardes-4 South prospect, total REE varies from ~1x to 20x chondrite and for the wehrlites of the Buse prospect from ~4x to 20x chondrite. Olivine websterites from the Boudrias-Est/Doyon prospect show lower total REE concentrations (~1.5x to 6x chondrite). The ultramafic rocks that exhibit the greatest normalized La/Lu ratio are the wehrlites from the Buse prospect, reaching ~5. Peridotites of Outardes-4 South prospect and olivine websterite from the Boudrias-Est/Doyon prospect are characterized by normalized La/Lu ratios varying from ~1 to ~3.

Compared to tectonically emplaced peridotites (eg. orogenic peridotite), peridotites from our study are enriched in light REE. For example, peridotites from the Lanzo and Pyrénées orogenic massifs (from a continental origin) are characterized by normalized La/Lu ratios varying from ~0.04 to ~0.25 (Bodinier, 1988; Bodinier *et al.*, 1988), indicating an important depletion in light REE. The normalized La/Lu ratios of DLBPS peridotites are similar to those of ultramafic rocks in the Adirondacks of New York (dated at ~1155 Ma; Carr *et al.*, 2000), which are also around 4 (Ashwal & Seifert, 1980). These DLBPS values are also comparable with the values from the olivine cumulate ultramafic rocks associated with Ni-Cu-Co-mineralized zones of the younger (1160–1140 Ma; Higgins & van Breemen, 1996) Lac St-Jean Anorthositic Suite (normalized La/Lu ratios of ~4 to 6; Huss, 2002). REE patterns from the gneisses of the Hulot Complex and from the Buse and Boudrias-Est/Doyon prospects (figures 21-a & 21-b) show significant light REE enrichments (normalized La/Lu ratios of ~6 to 10), suggesting that the moderate light REE enrichments of the peridotites and pyroxenites are due in part to interactions with these gneisses. The rocks from the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects are also more differentiated than the rocks from the other two prospects (figures 21-a & 21-b).

The chondrite-normalized REE compositions of the gabbroic rocks show similarities with those of the ultramafic rocks (figures 21-c & 21-d). Their total REE contents vary from ~3x to 30x chondrite for the olivine-bearing gabbroic rocks of Outardes-4 South and from ~4.5x to 80x chondrite for the olivine-free group. The samples that exhibit the highest chondrite-normalized La/Lu ratios (from ~7 to 10) at the Outardes-4 South showing are melanorites (\pm olivine) characterized by a high modal proportion of biotite compared to other samples.

In these samples, the high proportion of biotite is correlated with high K₂O contents, showing the importance of biotite in the REE composition of the gabbroic rocks at the Outardes-4 South prospect. At the Thibault prospect, the leucotroctolites show total REE contents varying from ~0.7x to 10x chondrite. They are characterized by a positive Eu anomaly, due to a large modal proportion of plagioclase. Gabbroic rocks have normalized La/Lu ratios of about 4. These rocks exhibit lower normalized La/Lu ratios and lower light REE concentrations than the Lac St-Jean Anorthositic Suite (Huss, 2002). They are similar to the gabbroites hosting the Lac Volant Ni-Cu-Co-PGE prospect in the 1351-1378 Ma (Chevé *et al.*, 1999; Nabil *et al.*, 2004) Matamec Complex, characterized by normalized La/Lu ratios around 3 (Nabil, 1999).

In general, the trace element patterns for the ultramafic and gabbroic groups are very similar. Patterns of trace elements normalized to the primitive mantle are shown in figure 22. Mobile elements, such as K, Ca, and Na, show relatively high abundances reaching, respectively ~8900, ~82,000 and ~12,500 ppm (table 10). Together with the presence of hydrous mineral phases like micas, amphiboles and serpentine, these values indicate that rock compositions may have been influenced by fluids. Another characteristic is the negative Ta anomalies in all the mineralized rocks and country rocks. This feature is attributed to the tectono-magmatic history of the Grenville Province during the Mesoproterozoic and will be discussed later. The negative Ta anomaly, the light REE enrichments, and, as it will be discussed later, the interactions of DLBPS rocks with the Hulot gneisses are features that can be seen on the chondrite-normalized Ta/Th vs La/Sm diagram (figure 23).

3.7.2 Sulfide geochemistry

3.7.2.1 Se and S concentrations

The S/Se ratio (Loftus-Hills & Solomon, 1967; Eckstrand *et al.*, 1989) can be used to detect a crustal contribution to the composition of mineralized rocks. This ratio can be used as a geochemical tracer and can reveal the presence of sedimentary sulfur. Sedimentary rocks and paragneiss are characterized by lower Se content than mantle-derived rocks (Loftus-

Hills & Solomon, 1967; Eckstrand *et al.*, 1989). S/Se ratios in the mantle and in magmatic sulfides vary from ~3000 to ~5000 (Maier & Barnes, 1999). S/Se values from the studied prospects vary from ~4500 to 180 000 for the ultramafic rocks and from 2700 to 80 000 for the gabbroic rocks. Figure 24 shows the Se vs S diagram for the studied prospects. Most samples have S/Se ratios greater than mantle ratios, suggesting an important addition of S from a sedimentary or crustal origin.

3.7.2.2 S isotopic compositions

Figure 25 shows the $\delta^{34}\text{S}$ values from the rocks of the different prospects. $\delta^{34}\text{S}$ values from the DLBPS vary widely, from 1.4 to 20.3‰ for mineralized rocks and from ~3 to ~30‰ for Hulot country gneiss. Such a large range of $\delta^{34}\text{S}$ values is very unusual, and could be one of the widest range in the Grenville province. As it will be discussed later, these values suggest that crustal contamination contributed to the development of sulfide deposits. $\delta^{34}\text{S}$ vs Se/S diagram shown in figure 26 also suggests contributions from crustal contamination, as most of the samples are outside mantle values.

3.7.2.3 Sulfides compositions

Using the method of Naldrett *et al.* (2000) modified by Kerr (2001), whole-rock chemical analysis were recalculated to 100% sulfides. Figure 27 shows a diagram of copper versus nickel for mineralized rocks at 100% sulfides (Cu_{100} vs Ni_{100}). The Outardes-4 South and Thibault sulfides exhibit the highest concentrations of Ni and Cu, with Outardes-4 South reaching 6% Ni_{100} and 2.6% Cu_{100} , and Thibault reaching 4.2% Ni_{100} and 3.5% Cu_{100} . The Ni and Cu contents of sulfides from the Buse and Boudrias-Est/Doyon prospects are much lower. Still, one of the samples from the Buse prospect gave 2% Cu_{100} , and this prospect is also characterized by the highest Co_{100} concentrations, reaching 1.7% (table 11). In the other prospects, Co_{100} concentrations are below 1%. The olivine websterites of Boudrias-Est/Doyon showed the lowest metal values with maximal concentrations of 0,4% Ni_{100} , 0,2% Cu_{100} , and 0,2% Co_{100} . For comparison purposes, also plotted on figure 27 are the average 100% sulfide values for the studied prospects and for the Lac à Paul (Huss, 2002) and Lac Volant (Nabil, 1999; Nabil *et al.*, 2004) prospects. The studied prospects have

mean values of 2.1% Ni₁₀₀ and 1.6% Cu₁₀₀. The disseminated sulfides of Lac à Paul prospect exhibit a lower Ni₁₀₀ mean content with 1.6% and a slightly higher Cu₁₀₀ concentration of 1.7%. The Lac Volant disseminated sulfides show higher mean concentrations of both Ni₁₀₀ and Cu₁₀₀, with 2.8% and 1.8% respectively. The variations of mean contents in Ni₁₀₀ and Cu₁₀₀ between the studied prospects and the Lac à Paul and Lac Volant are small (less than 1%).

3.8. Discussion

In the following section, interpretations are given regarding the relationships between the mineralized units, and the interactions between the mineralized units and their country rocks (contamination). The genesis of Ni-Cu sulfides and the nature of a possible parental magma for the DLBPS are also discussed. Some aspects of the studied prospects are also compared with other known Ni-Cu-(Co-PGE) deposits.

3.8.1 Genesis of massif-type anorthosites

The anorthosite-leucotroctolite core and (gabbro)norite (\pm olivine) border of DLBPS were formed in the thick Mesoproterozoic crust of the Grenville Province when a convergent continental margin existed, creating a favorable environment for the generation of mantle melts. Corrigan & Hanmer (1997) proposed that anorthosite (AMCG) complexes of the Grenville Province formed because of convective crustal thinning caused by replacement of the lithospheric mantle by the asthenosphere; these effects were associated with local extension in an overall convergent environment. Modified from earlier models (Bowen, 1917; Morse, 1968, Barker *et al.*, 1975; Emslie, 1978 & 1980), the massif-type anorthosite emplacement model of Ashwal (1993) postulates that magmas generated by upper mantle partial melting ascend as diapirs and form large pancake-shaped intrusions near the Moho. Magmatic underplating generates magma chambers in which mafic minerals crystallize and sink. Anorthosites are formed as uprising diapirs as a consequence of plagioclase flotation (Kushiro & Fujii, 1977; Kushiro, 1980). Emslie *et al.* (1994) pointed out that contamination of the mafic magmas by granulitic residual crust would be necessary to account the aluminous compositions required for anorthosite genesis. Prominent crustal structures can

facilitate magma emplacement, and such structures are present in many known intrusions (Duchesne *et al.*, 1999).

3.8.2 A parental magma for the DLBPS ?

In our study we collected fine-grained non-cumulative norites and gabbro-norites near the Outardes-4 North and South and the Boudrias-Est/Doyon prospects. Their fine-grained nature suggests that their composition could be a good approximation of the parent magma composition. They are represented on figure 28 on a REE chondrite-normalized diagram, along with compositions of gabbro-norites from the Lac Volant Ni-Cu-Co-PGE showing and various geochemical reservoir data. The fine-grained (gabbro)norites from DLBPS compositions are comparable to those from Lac Volant, with a weaker light REE fractionation and they show stronger similarities with flood basalts and E-MORB, than with island arc basalts. Due to their Mg# values (~ 61-73) and the fact that they are olivine-free, these fine-grained (gabbro)norites are unlikely to represent a parental magma for the DLBPS. These gabbroic rocks are therefore thought to represent an evolved magma composition, after olivine fractionation, like the Lac Volant gabbro-norite (Nabil *et al.*, 2004). In a study anorthosite-troctolite intrusions along the Manicouagan corridor in the eastern part of the Grenville Province, Francis *et al.* (2000) used major elements data in order to establish the nature of a parental magma for these anorthosite-troctolite intrusions. From whole-rock Fe/Ti and Al/Ti weight % ratios in fine-grained gabbros and mafic dikes, they concluded that the composition of the parental magma of the DLBPS would have been intermediate between that of intraplate picrite (MORB) and hotspot picrite. The DLBPS could have been derived from a mantle peridotite with a Mg# of approximately 85. Since the later study is the only one so far to propose a parental magma for the DLBPS, it remains a good approximation of the DLBPS's parental magma.

3.8.3 Formation of the magmatic Ni-Cu sulfides

The genesis of magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits is controlled by four major factors (Barnes *et al.*, 1997; Naldrett, 1999, 2004). These are: (1) metal extraction from a primitive mantle source, (2) upward ascension of the metal-bearing magma, (3) sulfur saturation of

the magma (generally generated by crustal contamination) and (4) accumulation and concentration of the sulfides.

Magmas that produce magmatic Ni-Cu-PGE deposits are generally high Mg, mafic to ultramafic magmas (Barnes *et al.*, 1988). Metal extraction occurs during partial fusion of the mantle. To solubilize all the sulfides in the mantle, the degree of partial melting must be about 25%. In the case of the DLBPS, the existing continental arc was an environment likely to generate significant partial melting in the mantle. Because of the presence of olivine in most mineralized rocks and the geochemical compositions of these mineralized rocks, with MgO values between 25% and 35% for ultramafic rocks, the magmas that produced the Ni-Cu deposits must have been high Mg, mafic to ultramafic magmas. Furthermore, the olivine Fo values (reaching Fo₈₆; figure 18) show that the magma was characterized by a high Mg/Fe ratio, and consequently a high MgO% content, reflecting an important mantle partial melting.

The presence of prominent crustal faults is a feature that can facilitate rapid ascension of the magmas. As pointed out by Naldrett (1999), such features are associated with many world-class Ni-Cu deposits, such as those in the Duluth complex (Minnesota) and the Noril'sk deposit (Siberia). Because of alternating extension and compression in a back-arc environment when the DLBPS formed and in view of its strike-slip, shear zone contacts, major faults could have facilitated magma emplacement.

Magmas must reach S saturation for an immiscible sulfide liquid to form. Sulfur solubility in a silicate magma is controlled by temperature, pressure, FeO, and silica contents of the silicate liquid, as well as S and O fugacities (MacLean, 1969; Haughton *et al.*, 1974; Wendlandt, 1982). For Ni-Cu-PGE deposits such as the Fox River sill (Eckstrand, 1989) and the deposits associated with the Duluth (Ripley & Alawi, 1988; Thériault & Barnes, 1998) and Musko complexes (Barnes & Francis, 1995), it has been proposed that S saturation of the magma occurred after assimilation of S-bearing country rocks (Leshner & Campbell, 1993). Se and S concentrations, S isotopic compositions, and the presence of Huloit gneiss fragments within mineralized rocks have show that crustal assimilation was an

important process at the prospects associated with the DLBPS. It is therefore likely that S saturation occurred as a consequence of country rock assimilation.

Formation of primary magmatic sulfides is thought to be the result of immiscible sulfide melt segregation from a silicate magma (Naldrett, 1989). The volume of silicate magma that interacts with the sulfide liquid droplets is an important factor because of the low abundances of Ni, Cu and PGE in basaltic magmas (100 ppm Ni and Cu, Maier & Barnes, 1999; 12 ppb Pd and 0.35 ppb Ir, Davies and Tredoux, 1985). The sulfide melt metal content is related to the parental magma metal content by the metal partition coefficient $D_{\text{sulfide melt/silicate melt}}$ and to the weight % ratio of silicate to sulfide melt – the R factor (Campbell & Naldrett, 1979; Maier & Barnes, 1999). Since the Ni, Cu, and PGE contents of basaltic magmas are thought not to vary significantly, a deposit resulting from a larger volume of magma has a better chance to be economically viable. The R factor is especially important regarding the PGE content of the sulfide liquid. A high R factor ($>10^4$) would lead to a sulfide melt composed of 3 to 4% Ni, 9 to 10% Cu, 60 to 600 ppm Pd and 1,8 to 18 ppm Ir (Campbell & Naldrett, 1979). On the other hand, a lower R factor (~ 100) would lead to slightly lower concentrations of Ni and Cu, but the PGE content would be significantly lower, with 1,2 ppm Pd and 35 ppb Ir (Campbell & Barnes, 1984). The low PGE contents found in the DLBPS prospects (compositions mostly under 1 ppb, table 10) are thought to be the consequence of a low R factor.

3.8.4 Relationships between mineralized units

On the basis of mineral chemistry (figure 18) and the differentiation trends shown by MgO, Al₂O₃, Cr and Ni concentrations (figure 20), we can conclude that a genetic relation exists between the ultramafic, olivine-bearing gabbroic rocks and olivine-free gabbroic rocks found at the Outardes-4 South prospect. The different units from Outardes-4 South would have resulted from the fractional crystallization of a single magma, and their compositions were controlled mostly by olivine fractionation.

The ultramafic rocks found at the Boudrias-Est/Doyon prospect could not have been generated by the same magma as those from Outardes-4 South prospect. They are

characterized by a more evolved composition, as olivine exhibits lower Fo values and NiO contents and orthopyroxene shows lower Mg# values (figure 18). The well-defined foliation characterizing the olivine websterite of Boudrias-Est/Doyon prospect and the deformation of the boudins (figure 15) also suggest an origin from a different magma compared to the Outardes-4 South prospect, which is undeformed and characterized by magmatic textures.

On the basis of whole-rock geochemistry (figure 20) and mineral chemistry (figure 18), the Boudrias-Est/Doyon and Buse prospects could be related. But the wehrlites of the Buse prospect, because of their small volume and the fact that they are undeformed, are hard to relate to the Boudrias-Est/Doyon rocks on the basis of field data.

In the case of the Thibault prospect, figure 18 shows that leucotroctolite olivine and orthopyroxene compositions are close to those of the olivine-bearing gabbroic rocks of Outardes-4 South, but the whole-rock MgO, Al₂O₃, Cr and Ni concentrations (figure 20) resemble those of olivine-free gabbroic rocks in the Outardes-4 South prospect. These leucotroctolites could represent an intermediate composition between olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks. But, compared to the gabbroic rocks of the Outardes-4 South prospect, the leucotroctolites REE patterns tend to be flatter (figure 21) and the trace element patterns show lower concentrations (figure 22). Also, the Thibault prospect is hosted by coarse-grained leucotroctolite of the DLBPS core (figure 10) and therefore, mineralized rocks of the Thibault prospect would likely be derived from a different magma than the rocks of the Outardes-4 South prospect.

The wide variety of mineralized units at the different prospects probably reflect great variability in magma compositions at the time the DLBPS was emplaced. The magmatic activity associated with the convergent continental margin, the existence of a continental arc during the Mesoproterozoic, and the magmatism associated with the Grenville orogeny could explain this compositional variability. In tectonic contexts such as subduction environments and orogenic events, there is a concentration of magmatic activity and multiple injections of magmas covering a wide variety of compositions.

3.8.5 Crustal contamination

The data presented in the sulfide geochemistry section regarding Se and S concentrations and S isotopic ($\delta^{34}\text{S}$) compositions showed that crustal contamination influenced the composition of mineralized rocks. The La/Sm and Ta/Th ratios of mineralized rocks are another chemical indication of crustal contamination.

The observed great variabilities of the S/Se ratios (~2700-180,000) and $\delta^{34}\text{S}$ values (1.4-20.3‰ for mineralized rocks and ~3-30‰ for country-rocks) are unusual. By comparison, the Lac à Paul prospect (Lac-St-Jean Anorthosite) shows S/Se ratios varying from 8000 to 26,000 (Huss, 2002), and in the Lac Volant prospect (Matamec Complex), this ratio ranges from 9000 to 16,000 (Nabil, 1999). At Voisey's Bay and at the Pants Lake intrusion (Labrador), some ~150 km south of Voisey's Bay, $\delta^{34}\text{S}$ values range from -4 to 1.8‰ and from -3 to 0‰, respectively (Li *et al.*, 2001). The host Tasiuyak paragneiss exhibits $\delta^{34}\text{S}$ values from -6 to -16‰ (Ripley *et al.*, 1999). In all these deposits, it has been established that crustal contamination was an important process in the genesis of the Ni-Cu sulfides. The unusual Se, S and $\delta^{34}\text{S}$ compositions of our study indicate multiple sources for sulfur. The observed values cannot be explained by crustal contamination alone, and multiple injections of different magmas might be part of the explanation.

The chondrite-normalized La/Sm vs Ta/Th diagram (figure 23) also suggest that Huloit gneiss may have contributed to the geochemical composition of the mineralized rocks. Most of the samples have compositions intermediate between a pole which consists of a mix between IAT (island arc tholeiite) and CAB (calc-alkali basalts), and country-rock gneisses, suggesting an interaction between these two geochemical poles. The existence of a compositional pole near IAT and CAB is supported by the negative Ta anomaly that characterizes most of the rocks (figure 22). This anomaly was the result of a convergent plate margin that existed during emplacement of the DLBPS. In subduction zones, rutile and amphibole are the major phases controlling the Ta (and Nb) budget (Münker *et al.*, 2004). High values of the partition coefficient $D^{\text{rutile/melt}}$ for Ta (100 to 500; Foley *et al.*, 2000) explain the rutile tendency to retain Ta. Since rutile in subduction zones is retained in

melt residues, the magmas produced are characterized by a negative Ta anomaly. The presence of gneissic fragments in the DLBPS mafic border and the relatively high whole-rock Th concentrations support the conclusion that contamination of the DLBPS magmas by the Hulot gneisses took place. Naldrett (1999) pointed out that crustal contamination was a very important process in the development of many world-class magmatic Ni-Cu-PGE deposits, such as Noril'sk (Siberia), Duluth (Minnesota), and Voisey's Bay.

3.9. Conclusion

The mineralized units at the Outardes-4 south prospect result from the differentiation of a single magma, controlled by olivine, orthopyroxene and plagioclase crystallization. Mineral chemistry data and field relations show that the prospect would probably originate from magmas of different compositions. Trace element geochemistry shows a light REE enrichment that tends to be greater in the ultramafic than in gabbroic rocks. The existence of a negative Ta anomaly in all mineralized rocks and country rocks is attributed to a subduction zone in the southern part of Laurentia at the time the DLBPS was emplaced. The chondrite normalized La/Sm vs Ta/Th diagram illustrates this light REE enrichment and negative Ta anomaly.

The sulfide deposits are magmatic in origin, and interaction with Hulot Complex country rocks was important in the genesis of the deposits. Contamination of the magma by country rock gneiss is shown by the S and Se compositions and by the S isotopic composition ($\delta^{34}\text{S}$). These data are compatible with multiple sources of S for the mineralized rocks, including crustal and magmatic sulfur.

The genetic model of massif-type anorthosite emplacement in a thick Proterozoic crust proposed by Ashwal (1993) and described earlier seems to be suitable for the DLBPS. The origin of the Ni-Cu sulfides can be explained by a metal extraction from the mantle after partial melting and concentration of the sulfides in the (ultra)mafic units formed by fractional crystallization, as in the classical Ni-Cu-PGE magmatic deposits genesis model. The magma S saturation would have occurred as a consequence of crustal contamination.

The PGE-poor composition of the Ni-Cu sulfides can be explained by a low R factor. The fine-grained (gabbro)norites samples from the DLBPS are unlikely to correspond to a parental magma on account of their lack of olivine. The parental magma of the DLBPS would have been a primitive, magnesian magma to account for the olivine-cumulate ultramafic rocks. The fine-grained (gabbro)norites probably were derived from an evolved magma.

Our study showed that the wide variety of rock types present at the different prospects is probably the result of a variety of different magmas. They are thought to have intruded as separate pulses in a sheet-like intrusion. The magmatism was associated to the convergent continental margin.

3.10. Acknowledgements

This paper a part of Mathieu Laporte-Saumure's master's thesis at Laval University. Special thanks go to Falconbridge Ltd., the MRNQ, and the funding organizations CRSNG and FQRNT.

Figures

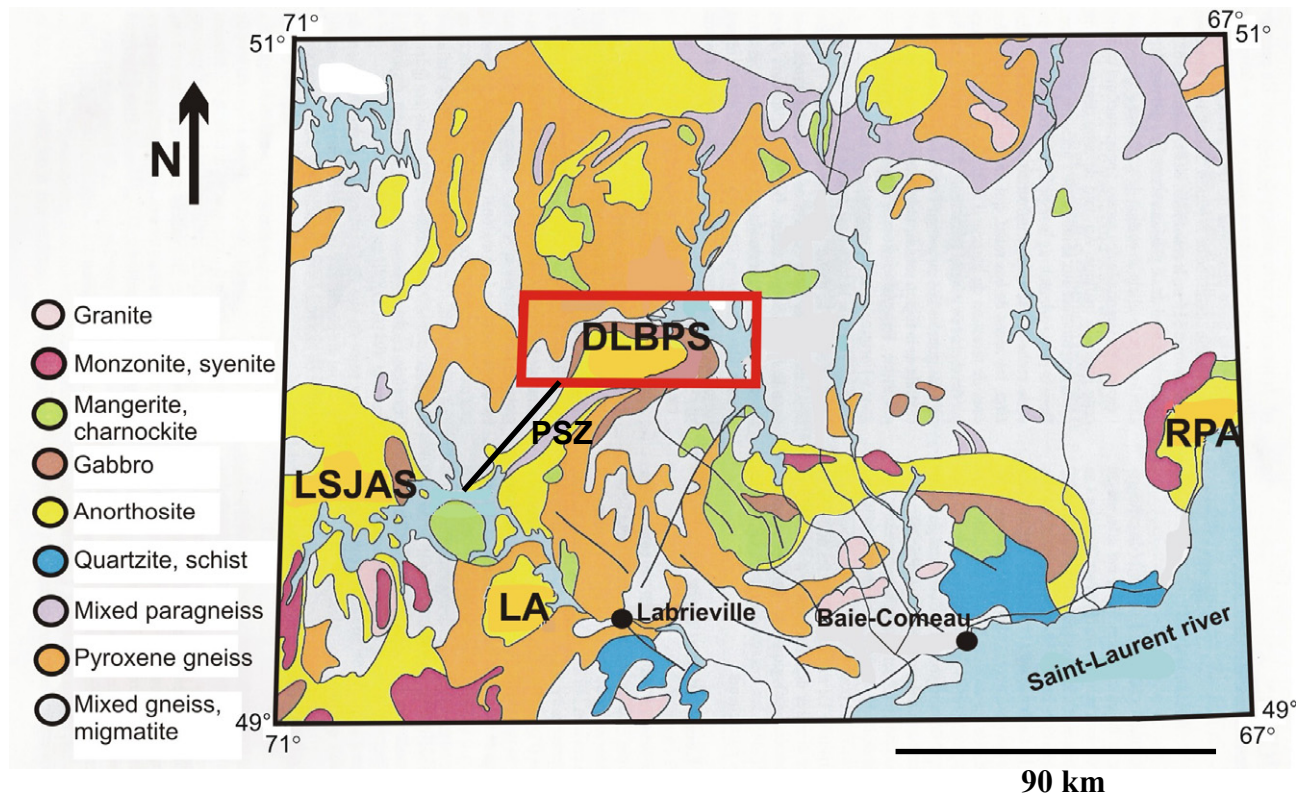


Figure 9- Simplified geological map of eastern Québec, showing the location of the De La Blache lake region (red rectangle) and the De La Blache Plutonic Suite.

The De La Blache Plutonic Suite (DLBPS) is located 170 km North-West of Baie-Comeau, in the Côte-Nord region in Québec. Abbreviations: PSZ, Pipmuacan shearing zone; LSJAS, Lac St-Jean anorthositic Suite; RPA, Rivière-Pentecôte anorthosite; LA, Labrieville anorthosite. Map from Gobeil *et al.* (2002), modified from Avramtchev (1985).

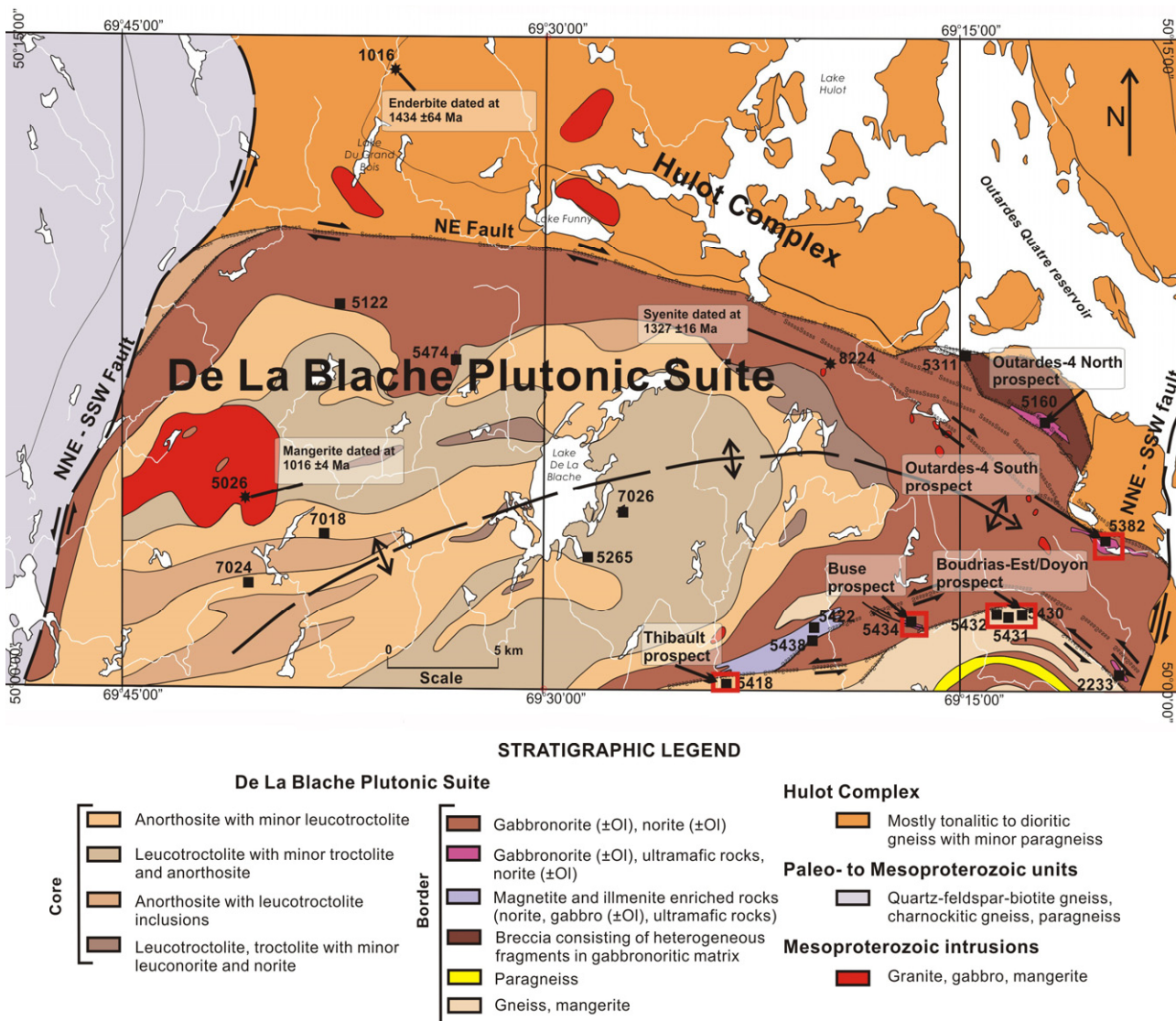


Figure 10- Geological map of the De La Blache Plutonic Suite.

Geological map of the De La Blache Plutonic Suite and Hulot Complex showing the location of Outardes-4 North (not part of this study), Outardes-4 South, Boudrias-Est/Doyon, Buse and Thibault Ni-Cu prospects. The De La Blache Plutonic Suite consists of an anorthositic to leucotroctolitic core and a mafic to ultramafic border zone. The Hulot Complex consists mostly of tonalitic to dioritic gneiss, with minor paragneiss. The eastern part of the area consists of Paleo- to Mesoproterozoic units, principally gneiss. The syenite dated at 1327 Ma represents the age of the De La Blache Plutonic Suite, the enderbite dated at 1434 Ma represents the age of the Hulot Complex and the mangerite dated at 1016 Ma represents Mesoproterozoic Grenville orogeny related intrusions. Map modified from Gobeil *et al.* (2002). Numbers and solid squares show sample locations.



Figure 11- Photography of a decimetric gneissic fragment contained in a mineralized olivine-melanorite at the Outardes-4 South prospect.

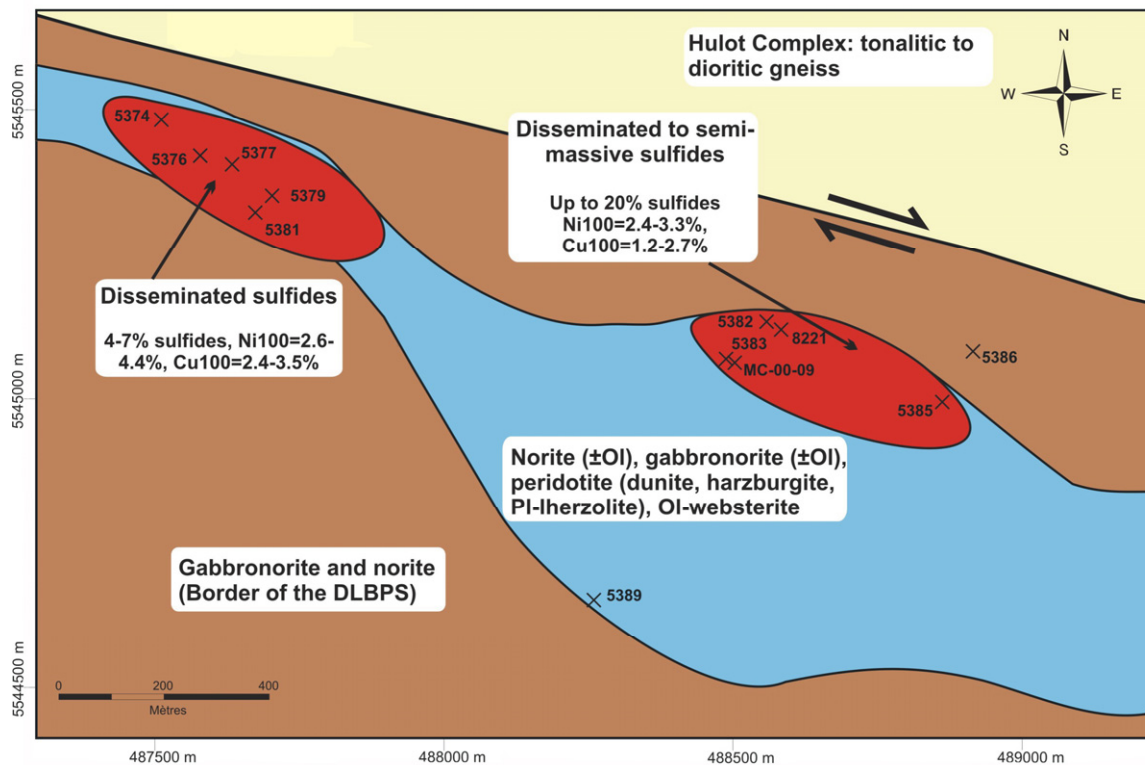


Figure 12- Sketch map of the Outardes-4 South prospect.

Outardes-4 South prospect contains two mineralized zones (in red) hosted in a mafic-ultramafic body (in pale blue). Numbers and Xs show sample locations. Map modified from Constantin (personal communication). Abbreviations: Ni100 et Cu100, Ni and Cu contents recalculated to 100% sulfides (after Naldrett *et al.*, 2000; modified by Kerr, 2001); Pl-lherzolite, plagioclase-lherzolite; Ol-websterite, olivine websterite.

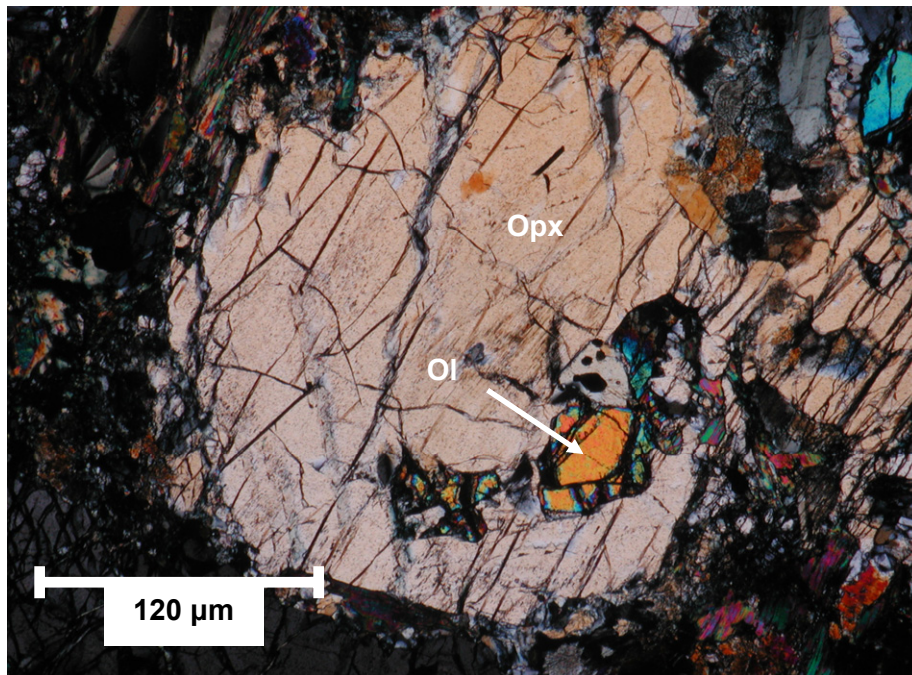


Figure 13- Analyzed light photomicrography of a poekilitic orthopyroxene crystal in a plagioclase-lherzolite from Outardes-4 South prospect.

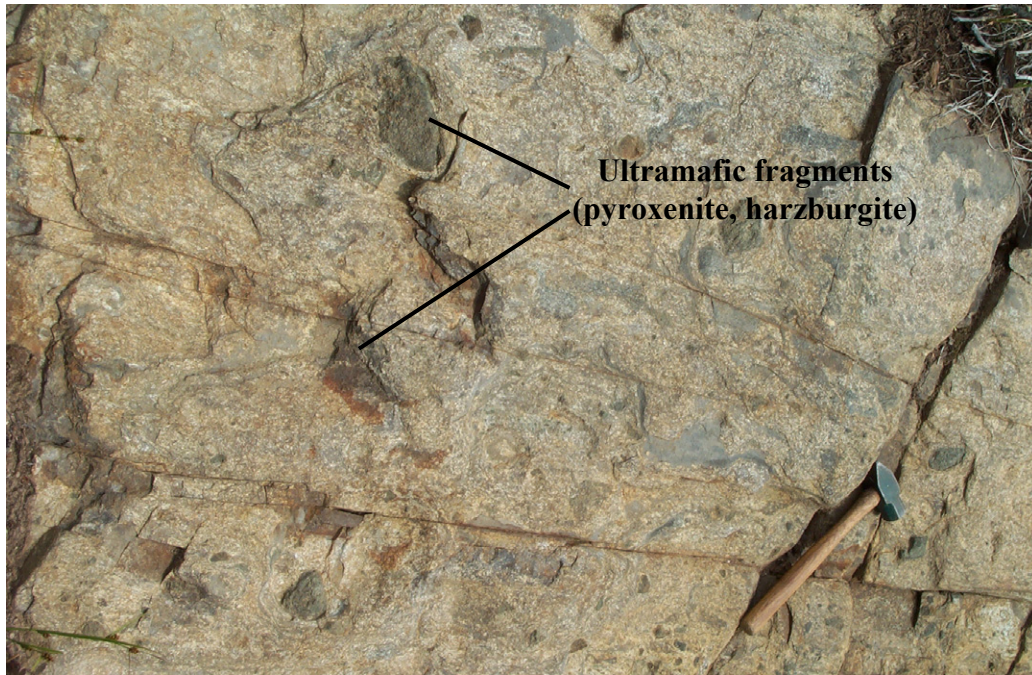


Figure 14- Photography of an olivine-gabbro-norite containing ultramafic rocks fragments at the Outardes-4 South prospect.

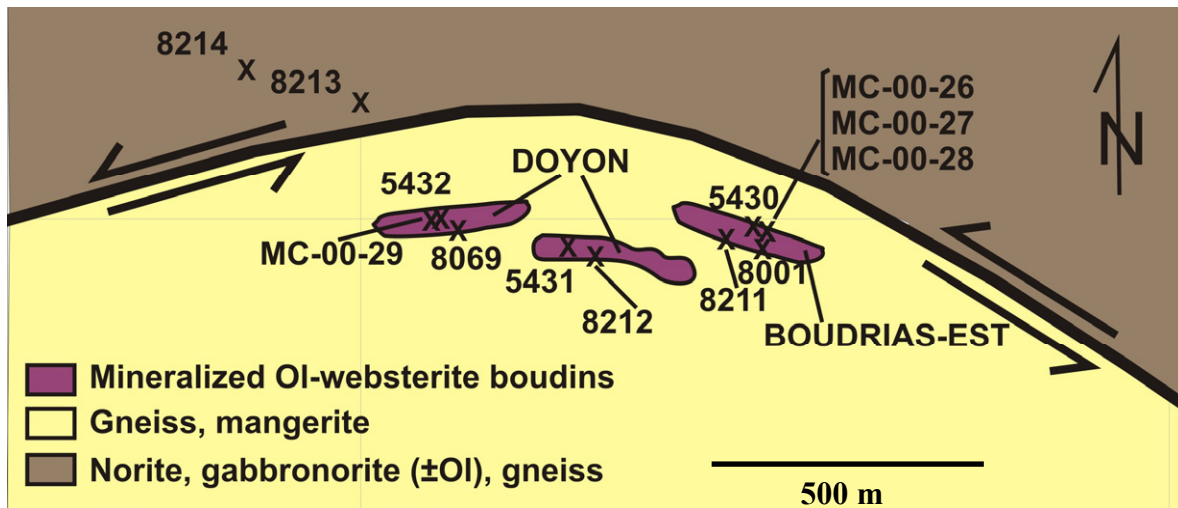


Figure 15- Sketch map of the Boudrias-Est/Doyon prospect.

Boudrias-Est/Doyon prospect is located S–W of Outardes-4 South project. Numbers and Xs show sample locations. Modified from Gobeil *et al.* (2002).

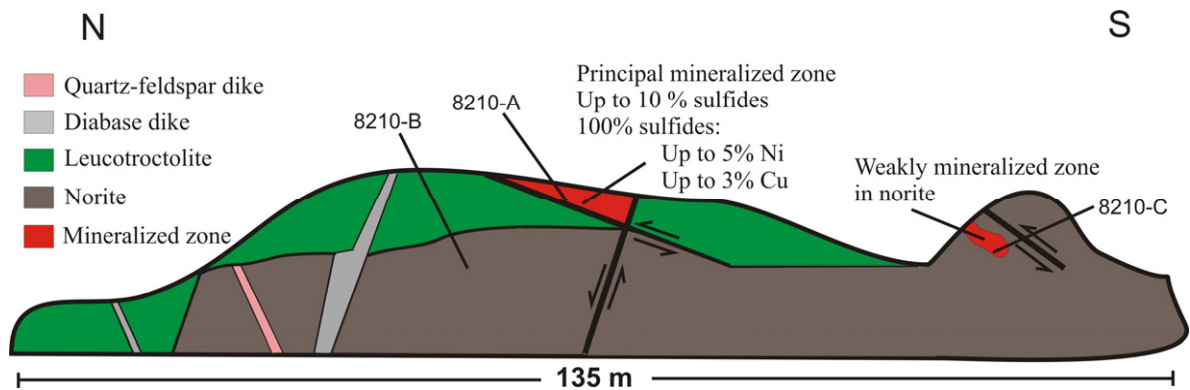


Figure 16- Cross section of the Thibault prospect.

Thibault prospect consists of N–S-oriented outcrop exposed in a roadcut, S–W of the Buse prospect. Numbers show sample locations.

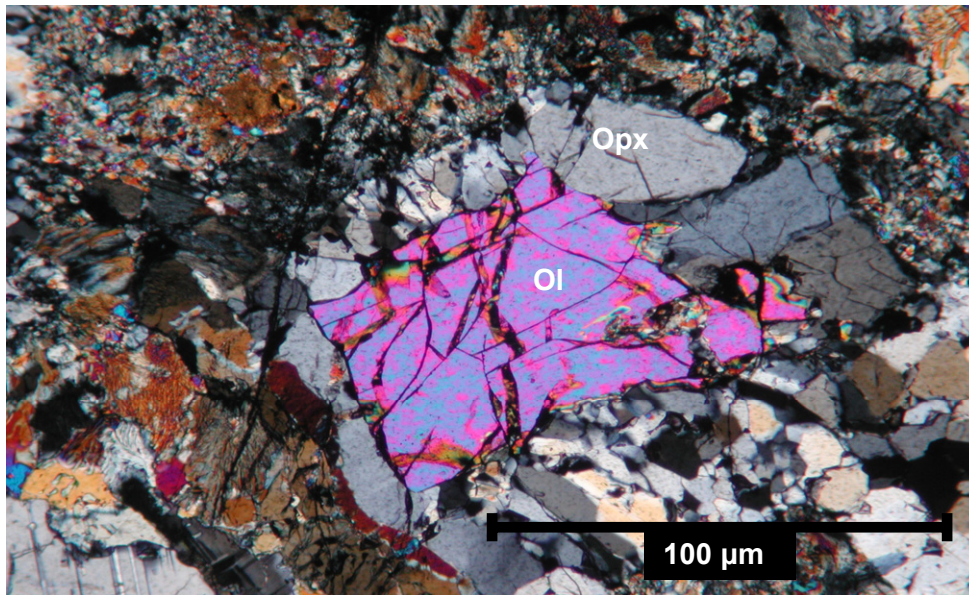


Figure 17- Analyzed light photomicrography of an orthopyroxene reactional corona around an olivine crystal from a leucotroctolite of Thibault prospect.

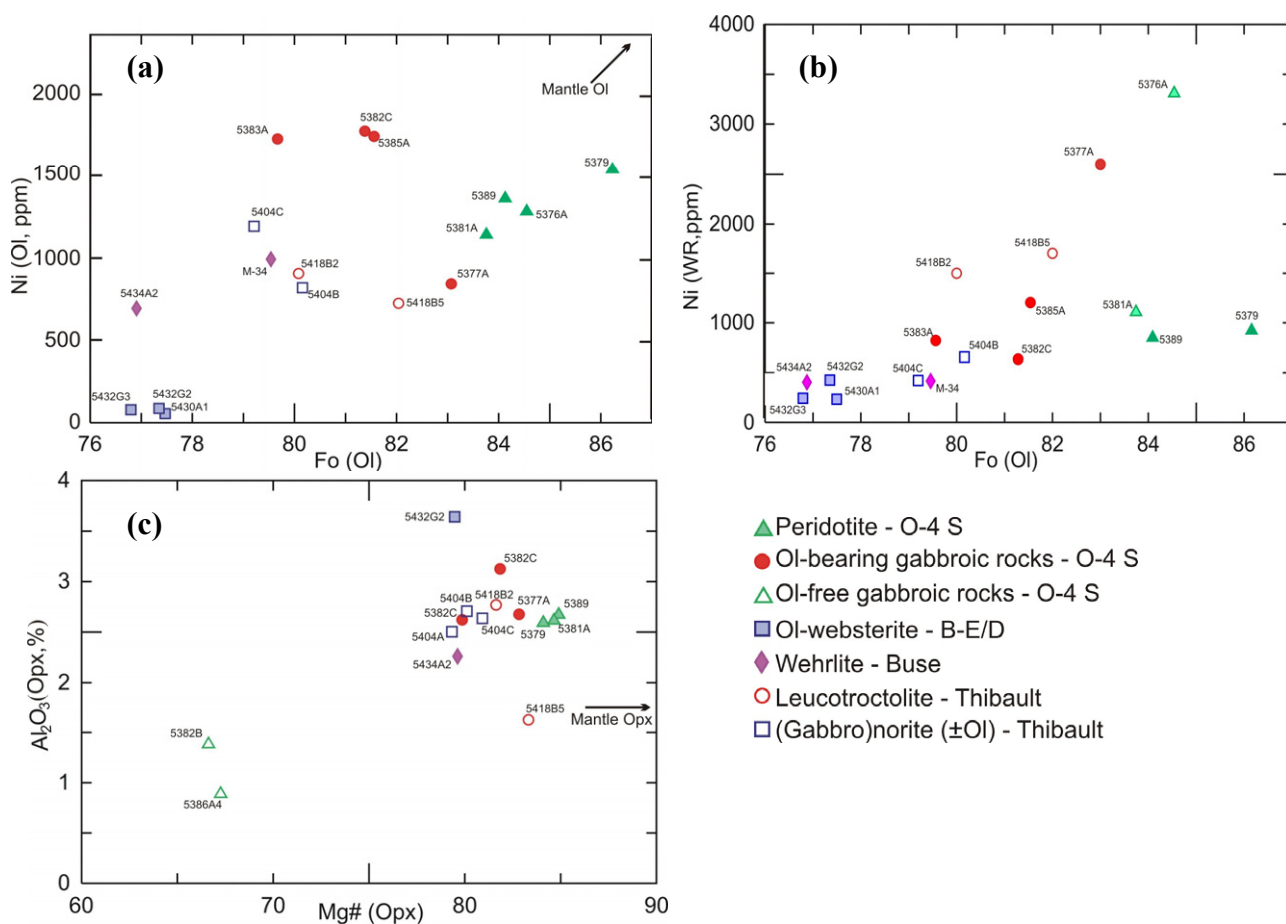


Figure 18- Diagrams of (a) olivine Fo values vs olivine Ni (ppm) contents; (b) olivine Fo values vs whole-rock Ni (ppm) contents; (c) orthopyroxene Mg# vs orthopyroxene Al₂O₃ (weight %) concentrations.

The arrows on figure 18 (a) and (c) show the direction of mantle Ol and Opx compositions. Considered Ni concentration and Fo values of mantle Ol are 2907 ppm Ni (Takahashi, 1987) and Fo₉₀ to Fo₉₂ (Albarede, 1992), respectively. Considered mantle Opx values are 1,7 % Al₂O₃ and a Mg# of 92 (McInnes *et al.*, 1998). Abbreviations: Ol, olivine; Opx, orthopyroxene; O-4 S, Outardes-4 South; B-E/D, Boudrias-Est/Doyon; WR, whole-rock. For each samples, values represent average concentrations of multiple mineral analysis.

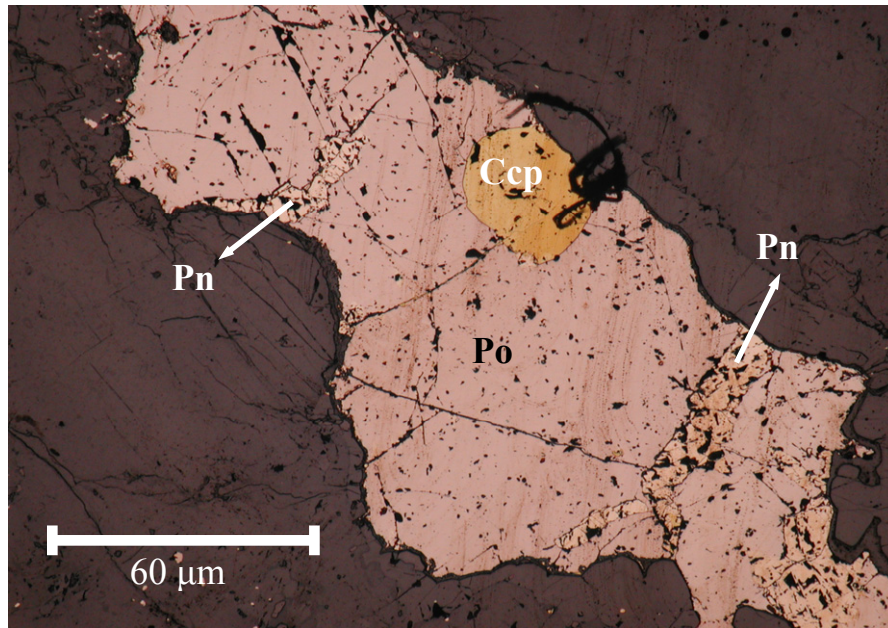


Figure 19- Reflected light photomicrography from a leucotroctolite of Thibault prospect..

The photomicrography shows three of the sulfide phases present at the different prospects: pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Ccp) and pentlandite (Pn).

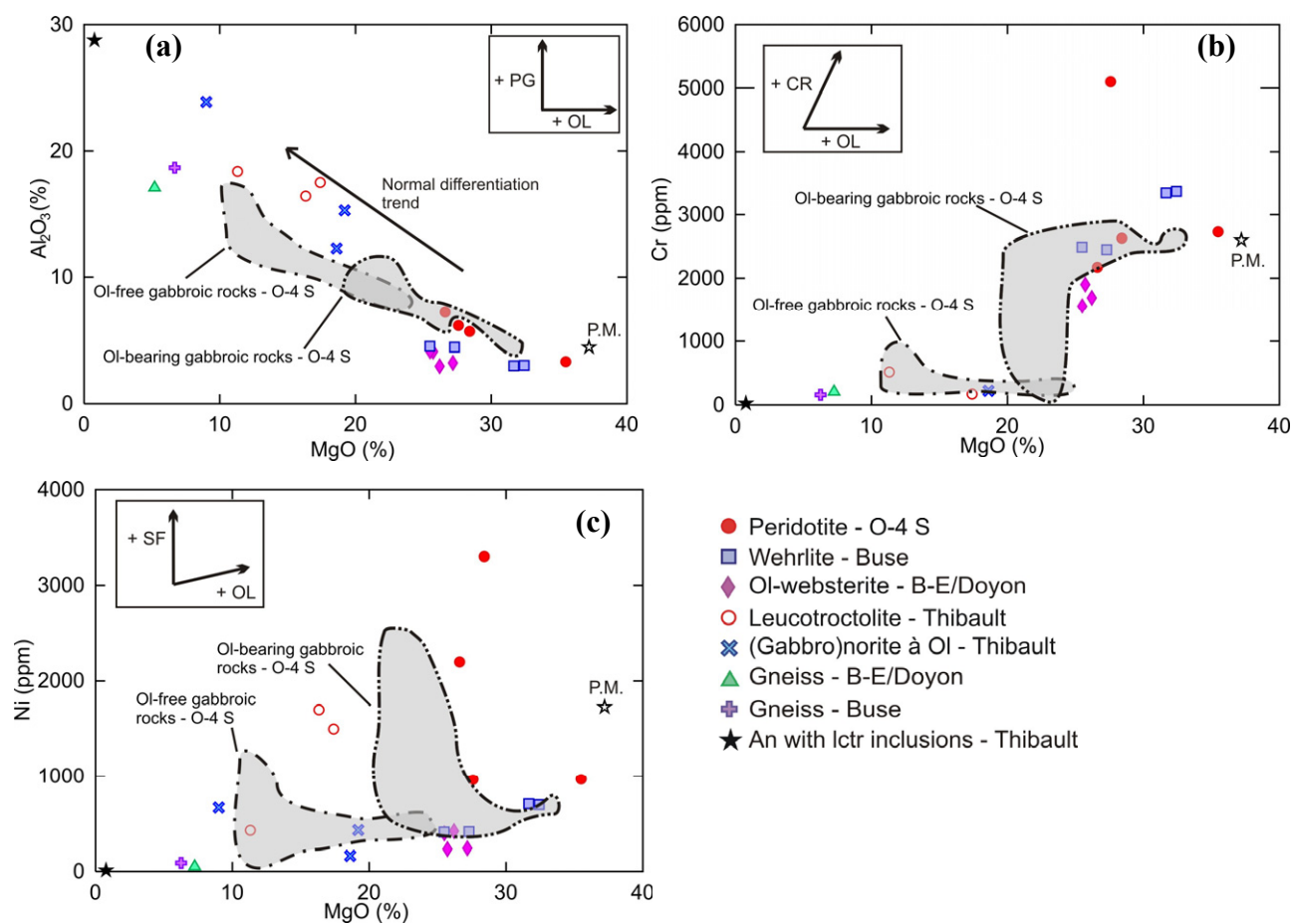


Figure 20- Binary diagrams for mineralized rocks from the different prospects.

Primitive mantle values (PM) from Sun & McDonough (1989) are also shown (open star). For presentation purposes, olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks of Outardes-4 South prospect are shown in shaded areas. The arrows show the effect of plagioclase (+PG), olivine (+OL), chromite (+CR) and sulfides (+SF) crystallization. Abbreviations: Ol, olivine; O-4 S, Outardes-4 South; B-E/Doyon, Boudrias-Est/Doyon; An, anorthosite; lctr, leucotroctolite.

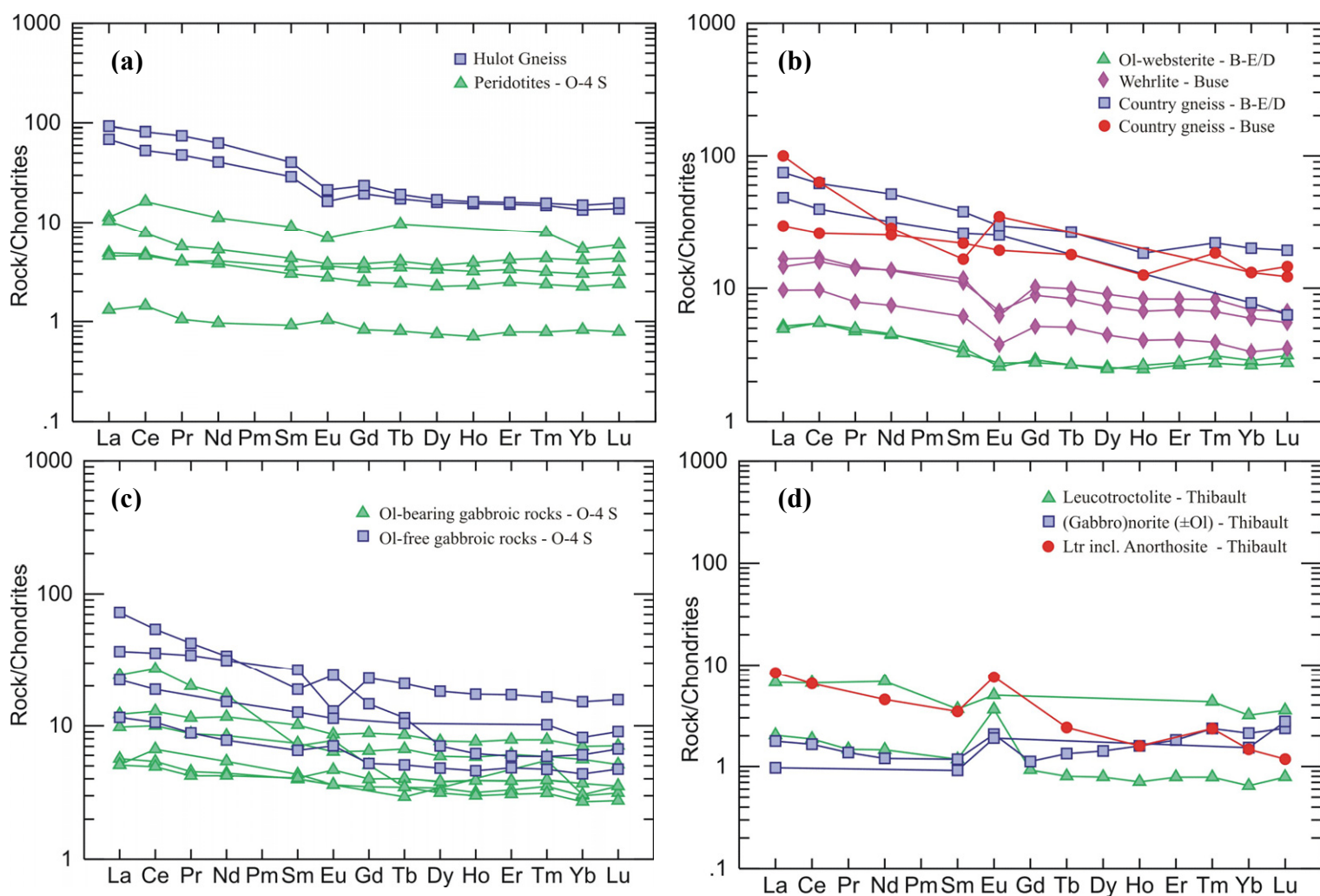


Figure 21- Chondrite-normalized rare earth elements diagrams for mineralized ultramafic and gabbroic rocks, and from country rocks.

(a) Compositions from the Outardes-4 South (O-4 S) prospect peridotites and Hulot gneisses; (b) compositions from Boudrias-Est/Doyon (B-E/D) and Buse prospects, and country-rock gneisses; (c) compositions from the Outardes-4 South prospect olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks; (d) compositions from the Thibault prospect, and nearby leucotroctolitic inclusion-bearing (Ltr. incl.) anorthosite. Normalization values from Sun & McDonough (1989). Abbreviation: Ol, olivine.

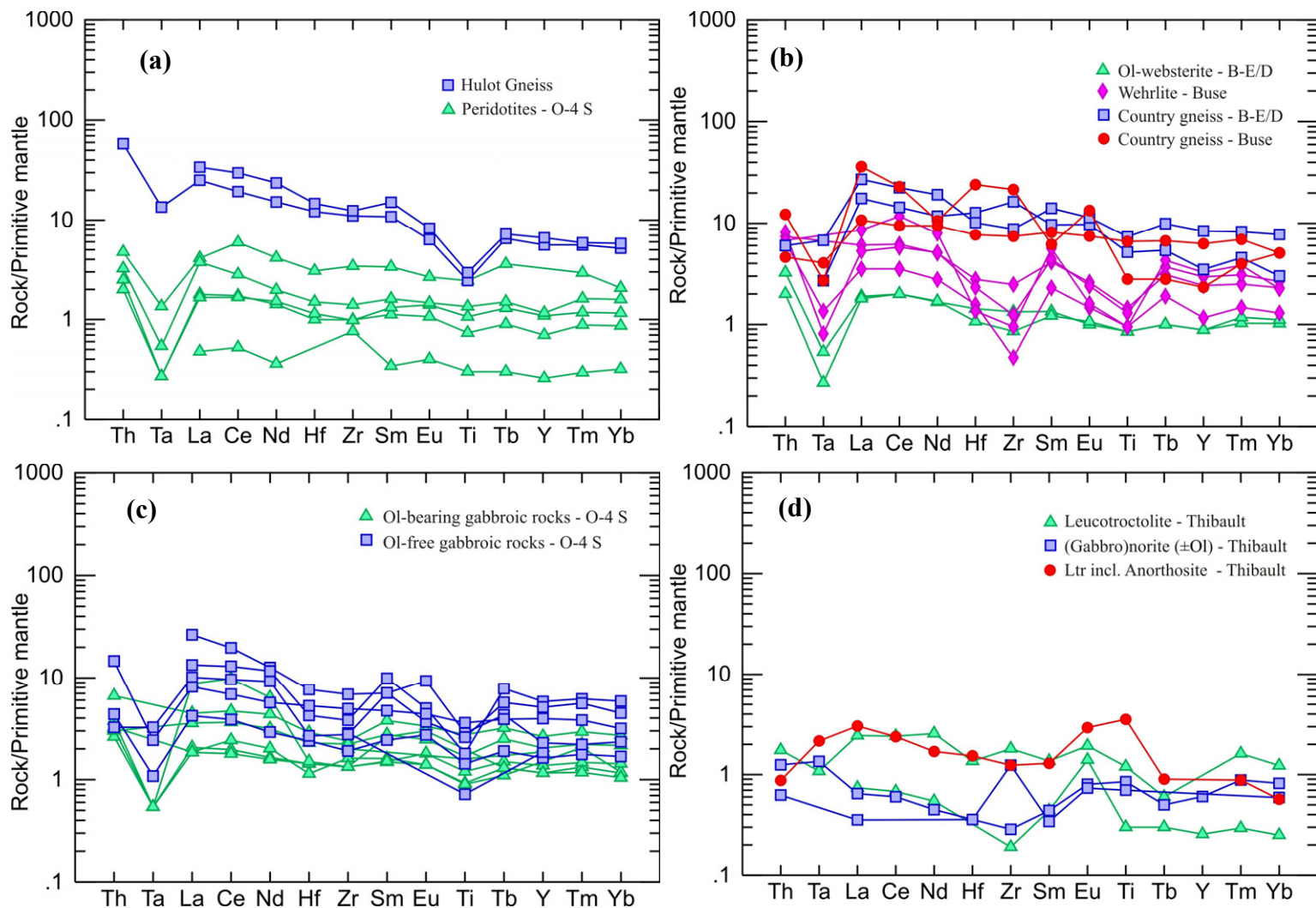


Figure 22- Primitive mantle-normalized trace elements diagrams for mineralized ultramafic and gabbroic rocks, and from country rocks.

(a) Compositions from the Outardes-4 South (O-4 S) prospect peridotites and Hulot gneisses; (b) compositions from Boudrias-Est/Doyon (B-E/D) and Buse prospects, and country-rock gneisses; (c) compositions from the Outardes-4 South prospect olivine-bearing and olivine-free gabbroic rocks; (d) compositions from the Thibault prospect, and nearby leucotroctolitic inclusion-bearing (Ltr. incl.) anorthosite. Normalization values from McDonough (2004). Abbreviation: Ol, olivine.

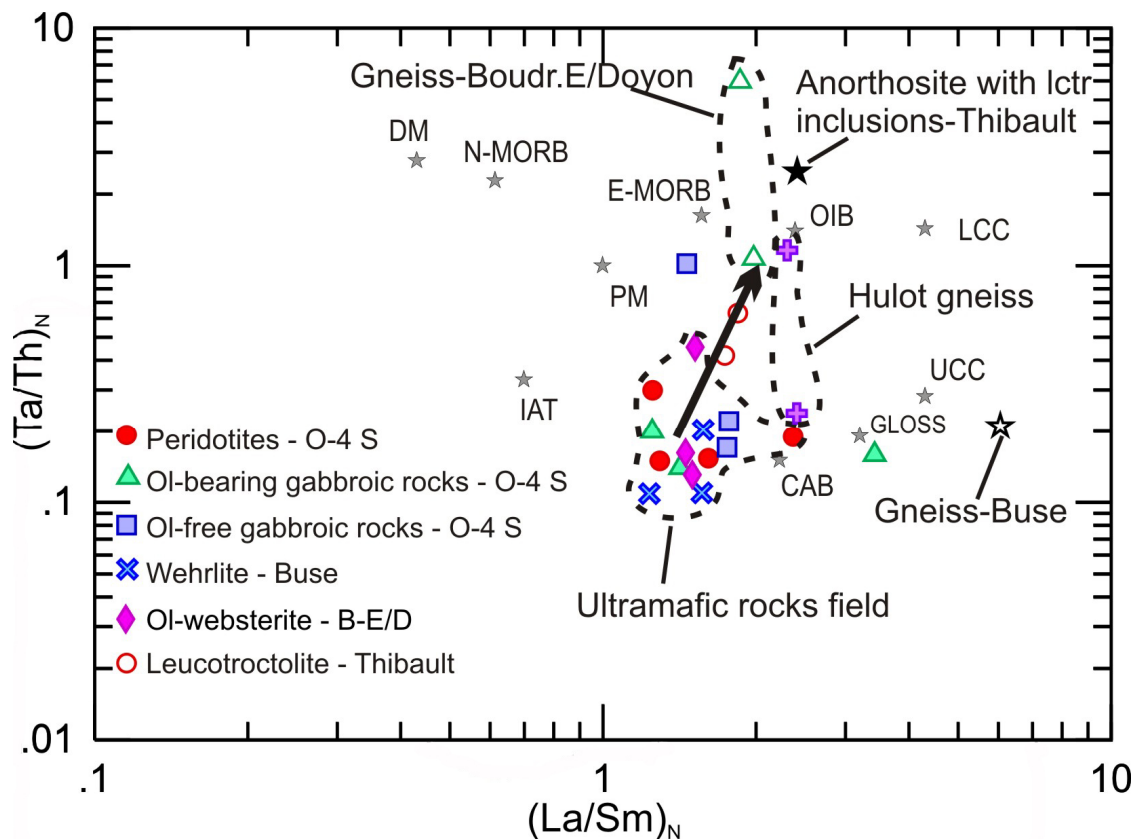


Figure 23- Chondrite-normalized La/Sm vs Ta/Th diagram for mineralized rocks from the different prospects, country rocks, and various geochemical reservoirs (small stars).

Chondrite normalization values from Sun & McDonough (1989). DM (depleted mantle) from McKenzie & O'Nions (1991), except Ta et Th, from Chauvel *et al.* (1992); PM (primitive mantle), N-MORB, E-MORB et OIB (basalte d'île océanique) from Sun & McDonough (1989); GLOSS (global subducting sediments) from Plank & Langmuir (1998); UCC (upper continental crust) from Rudnick & Gao (2004); LCC (lower continental crust) from Weaver & Tarney (1984); CAB (calc-alkaline basalt) and IAT (island-arc tholeiite) from Sun (1980). The arrow represents a possible mix between the mix of IAT and CAB pole and the country gneisses to explain mineralized rocks compositions. Abbreviations: Ol, olivine; O-4 S, Outardes-4 South; B-E/D, Boudrias-Est Doyon; lctr, leucotroctolite. Diagram modified from Dupuis *et al.* (2005).

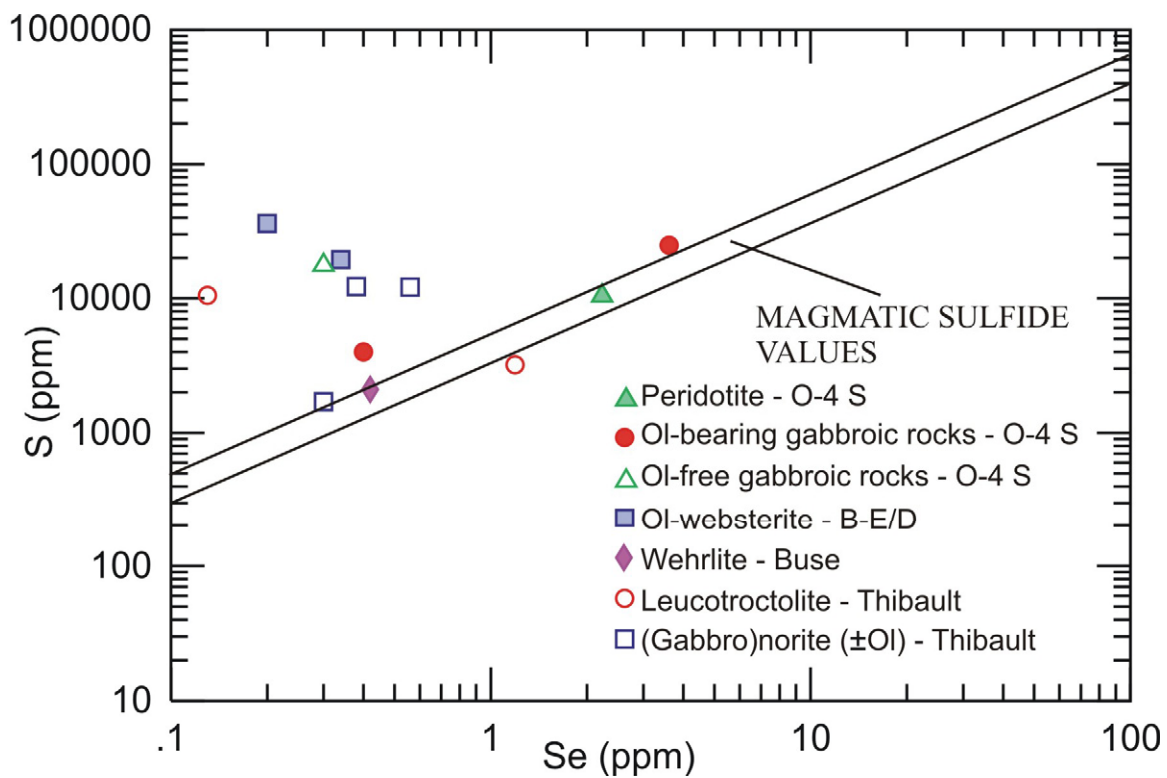


Figure 24- Se vs S diagram for mineralized rocks from the different prospects.

Diagram after Peck & Keays (1990). Samples with S/Se ratios lower than those for magmatic sulfides are considered to have lost S, whereas samples with higher values contain S from sedimentary or crustal sources. Abbreviations: Ol, olivine; O-4 S, Outardes-4 South; B-E/D, Boudrias-Est/Doyon.

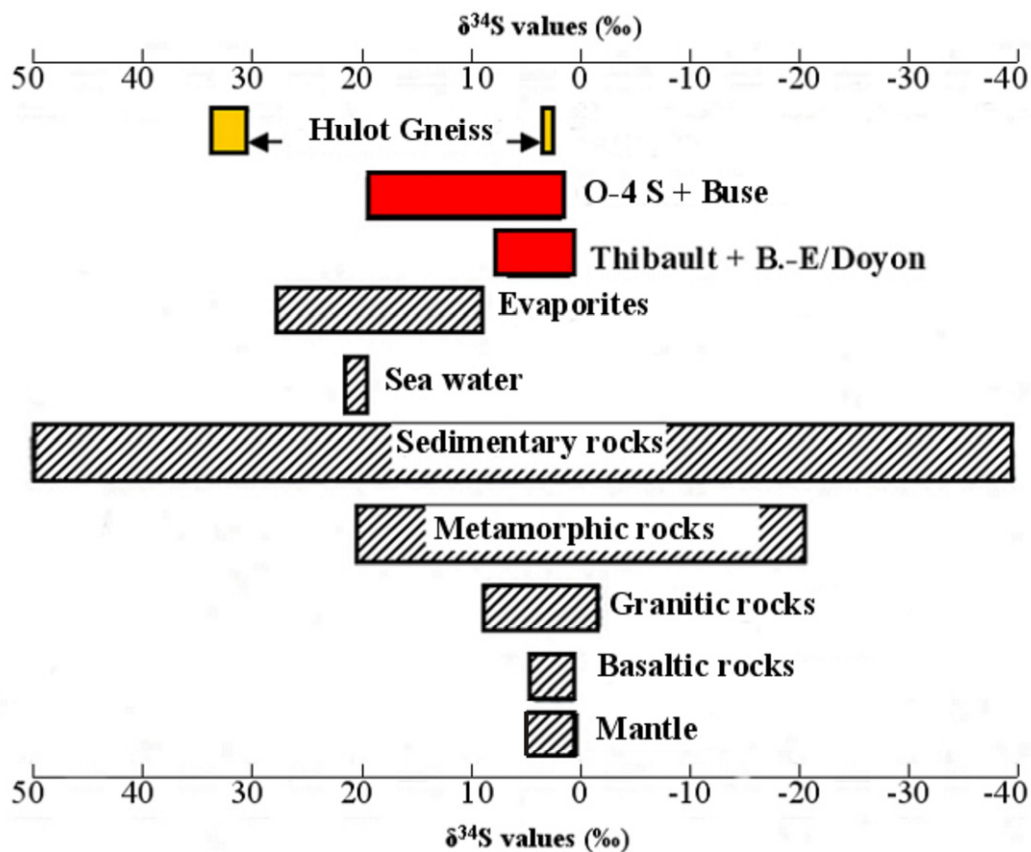


Figure 25- $\delta^{34}\text{S}$ diagram of various geochemical reservoirs, Hulot country gneiss, and mineralized rocks.

All values from Hoefs (1997), except mantle values from Eckstrand *et al.* (1989). The great variability of the values from the Hulot gneisses and the Ni-Cu prospects suggests multiple sources for sulfur. Abbreviations: O-4 S, Outardes-4 South; B-E/D, Boudrias-Est /Doyon.

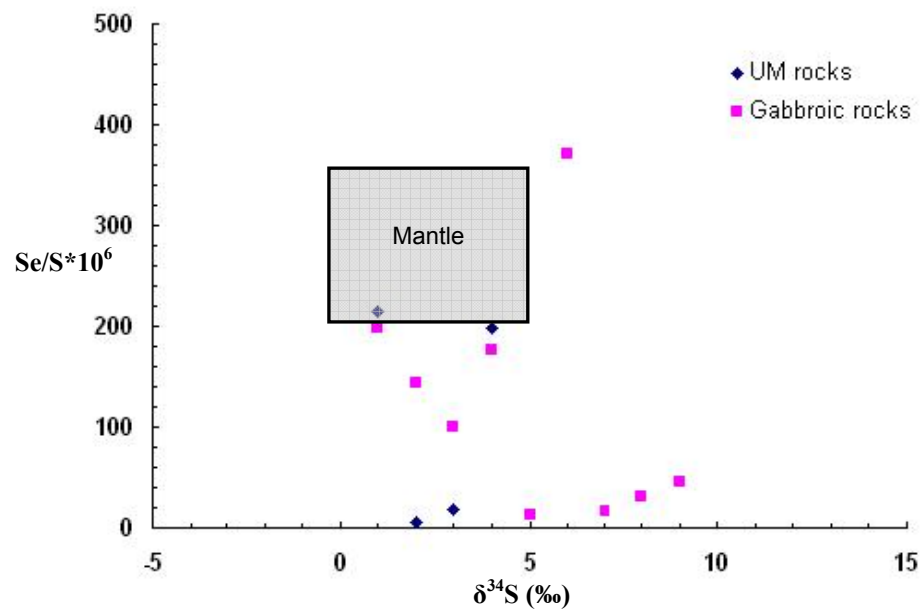


Figure 26- $\delta^{34}S$ vs $Se/S (*10^6)$ diagram for mineralized ultramafic and gabbroic rocks

Diagram and mantle values field after Eckstrand *et al.* (1989). Abbreviation: UM, ultramafic.

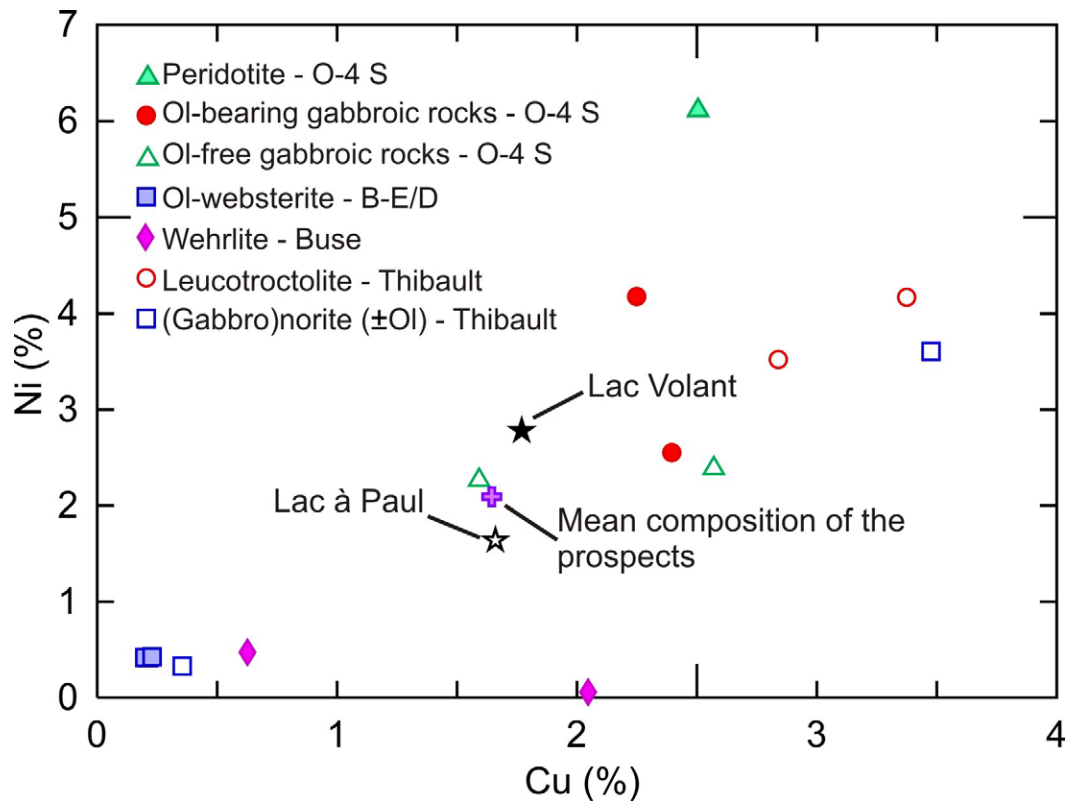


Figure 27- Cu vs Ni (%) concentrations recalculated to 100% sulfides diagram for mineralized rocks.

100% sulfides concentrations recalculated after the method of Naldrett *et al.* (2000), modified by Kerr (2001) for the mineralized rocks. The cross represents the mean composition of the studied prospects. Values from disseminated sulfides of Lac à Paul prospect (Lac-St-Jean anorthosite; n=27) from Huss (2002) and of Lac Volant prospect (Matamec Complex; n=6) from Nabil (1999) are also shown. Abbreviations: Ol, olivine; O-4 S, Outardes-4 South; B-E/Doyon, Boudrias-Est/Doyon.

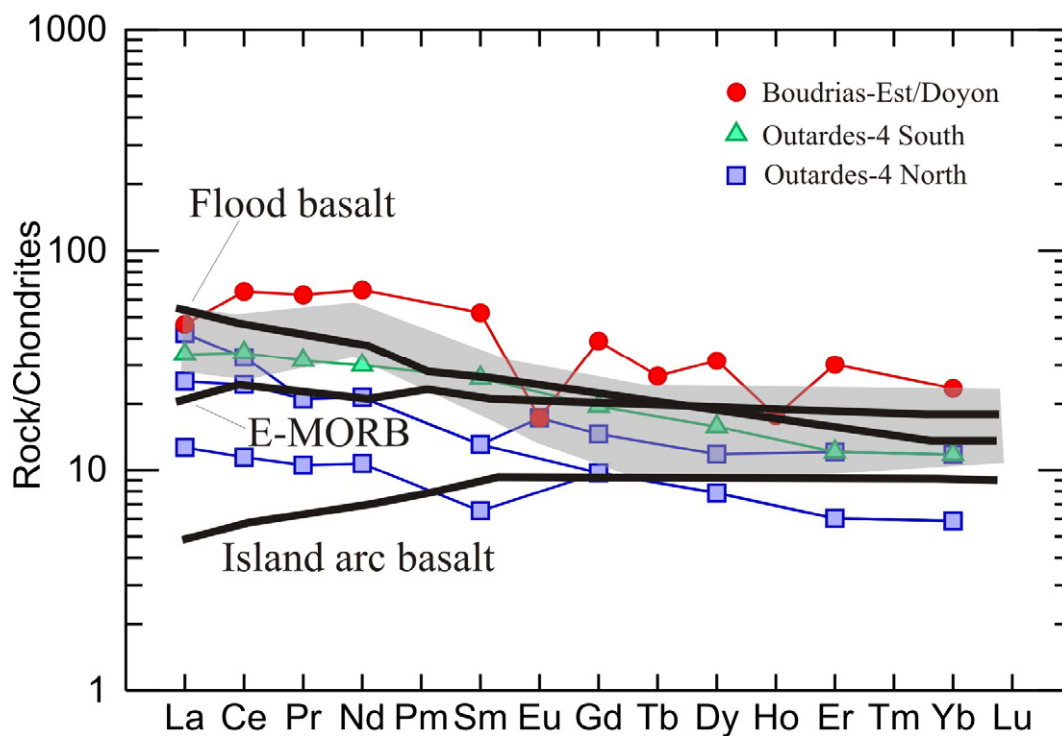


Figure 28- Chondrite normalized REE diagram for fine grained (gabbro)norites from Boudrias-Est/Doyon, and Outardes-4 South and North prospects.

The shaded area shows the compositions of the gabbro-norite from the Lac Volant Ni-Cu-Co-PGE prospect from Nabil *et al.* (2004). The heavy black lines represent compositions of Island arc basalts, E-MORBs and Flood basalts (Wilson, 1989).

Tables

Table 1- Summary of petrographic characteristics of mineralized rocks from Outardes-4 South and Buse prospects.

Prospect	OUTARDES-4 SOUTH			BUSE
	Peridotite	Ol-bearing gabbroic group	Ol-free gabbroic group	Peridotite
Mineralized rocks				
Rock type	dun, harz, Pl-lherz, Ol-webs	Ol-gabbronorite, Ol-norite	gabbronorite, norite	wehrlite
Econ. Interest	up to 10% diss. sulf. (interst. gr., netlike texture)	up to 20% diss. sulf. (interst. gr., netlike texture)	up to 20% diss. to semi-mass. sulf. (interst. gr., netlike texture)	up to 5% sulfides (interst. gr.)
Cumulative textures	ortho-, mesocumulate	mesocumulate	ortho-, mesocumulate	orthocumulate
Other textures	poikilitic, intergranular	poikilitic, intergranular, granular, porphyroblastic	intergranular, porphyroblastic, granular	poikilitic
Grain size	fine to medium	fine to medium	fine to medium	medium
Alteration	sptnt (5-80%), ampnt (20%)	sptnt (10%), ampnt (30%)	ampnt (5%)	sptnt (10%)
Cumulus minerals	Ol, Opx, Pl	Pl, Opx, Ol	Opx, Pl, Cpx	Ol, Opx
Intercumulus minerals	Pl, Cpx, Opx	Cpx, Pl, Opx	Cpx, Pl	Cpx
Other minerals	Srp, Spl, Bt, Amp, Tlc	Srp, Spl, Bt, Amp, Phl, Tlc	Bt, Amp, Phl, Chl	Bt, Srp, Spl
Remarks	Cpx exsolutions in Opx, Opx coronas around Ol	Opx coronas around Ol	one sample with sulf. matrix	poikilitic Cpx containing Ol

Note: dun, dunite; harz, harzburgite; Ol, olivine; Pl, plagioclase; Pl-lherz, plagioclase lherzolite; Ol-webs, olivine websterite; Econ., economic; diss. sulf., disseminated sulfides; mass., massive; interst. gr., interstitial grains; sptnt, serpentinization; ampnt, amphibolitization; Opx, orthopyroxene; Cpx, clinopyroxene; Srp, serpentine; Spl, spinel; Bt, biotite; Amp, amphibole; Tlc, talc; Phl, phlogopite; Chl, chlorite.

Table 2- Summary of petrographic characteristics of mineralized rocks from Boudrias-Est/Doyon and Thibault prospects.

Prospect	BOUDRIAS-EST/DOYON	THIBAULT	
	Pyroxenite	Troctolite	Norite
Mineralized rocks			
Rock type	Ol-websterite	leucotroctolite	norite, Ol-norite
Econ. Interest	up to 5% diss.sulf. (interst. gr.)	up to 10% diss. sulf. (interst. gr., netlike texture)	~ 2% diss. sulf. (interst. gr.)
Textures	granular, granoblastic	granular	granoblastic, sub-ophitic
Grain size	medium	coarse	fine to medium
Alteration	ampnt (10%)	sptnt (5-10%)	ampnt (3%)
Primary mineralogy	Opx, Cpx, Ol	Ol, Pl	Pl, Opx, \pm Ol
Other minerals	Spl, Amp, Phl	Opx, Amp, Spl	Cpx, Amp, Spl
Remarks	amph. metamorphic facies	Opx coronas around Ol	Cpx exsolutions in Opx

Note: amph., amphibolite; other abbreviations as in table 1.

Table 3- Olivine mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects.
Average per sample.

Prospect	O-4 south	O-4 south	O-4 south	O-4 south	B-E/Doyon	B-E/Doyon	B-E/Doyon	Buse	Buse	O-4 south	O-4 south	O-4 south	O-4 south	Thibault	Thibault	Thibault	Thibault
Sample #	5389	5381A	5376-A	5379	5432-G2	5432-G3	5430-A1	5434A2	M-34	5385-A	5382-C	5383-A	5377-A	5404-B	5404-C	5418-B2	5418-B5
Rock type	Pl dun	Harz	Harz	OI webs	OI webs	OI webs	OI webs	wehrlite	wehrlite	OI melaN	OI melaN	OI melaN	OI GN	OI GN	OI GN	LeucoT	LeucoT
<i>Whole-rock</i>																	
Swt%	0,07	0,29	1,71	0,40	1,94	3,61	2,05	0,13	n/d	0,40	0,07	0,40	2,24	0,59	0,17	1,07	1,52
Ni (ppm)	892	1100	3300	961	232	419	241	413	n/d	1200	633	821	2600	665	429	1500	1700
<i>Olivine</i>																	
No.	6	5	6	6	4	6	8	5	6	6	6	6	6	6	6	6	4
Fo	84,19	83,86	84,55	86,24	77,35	76,80	77,47	76,91	79,54	81,56	81,38	79,67	83,07	80,16	79,21	80,08	82,04
SiO ₂	39,79	39,78	39,93	40,23	38,67	38,69	38,49	38,53	39,02	39,51	39,16	39,20	39,89	39,18	38,94	39,07	39,30
Al ₂ O ₃	0,008	0,012	0,009	0,007	0,008	0,011	0,003	0,010	0,009	0,012	0,011	0,008	0,016	0,008	0,008	0,016	0,021
Cr ₂ O ₃	0,005	0,027	0,005	0,007	0,005	0,019	0,009	0,031	0,005	0,003	0,009	0,005	0,011	0,022	0,017	0,007	0,011
MgO	45,61	45,12	45,77	46,76	40,72	40,40	40,46	40,10	42,03	43,61	43,15	42,36	44,44	42,53	41,85	42,46	43,50
CaO	0,005	0,002	0,004	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002
MnO	0,190	0,164	0,190	0,185	0,206	0,193	0,178	0,238	0,210	0,172	0,193	0,205	0,186	0,229	0,254	0,217	0,253
FeO	15,26	15,48	14,91	13,34	21,26	21,75	20,97	21,45	19,27	17,49	17,61	19,28	16,14	18,76	19,59	18,83	16,98
CoO	0,008	0,033	0,026	0,033	0,064	0,031	0,000	0,053	0,029	0,002	0,012	0,022	0,015	0,026	0,072	0,013	0,000
NiO	0,173	0,145	0,161	0,195	0,011	0,010	0,007	0,089	0,127	0,222	0,226	0,220	0,108	0,105	0,152	0,116	0,093
Total	101,06	100,77	101,00	100,76	100,94	101,10	100,12	100,50	100,70	101,02	100,37	101,29	100,81	100,86	100,88	100,73	100,16
Si	0,991	0,994	0,993	0,997	0,991	0,992	0,993	0,993	0,993	0,995	0,993	0,990	0,998	0,993	0,992	0,992	0,995
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001
Cr	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0
Mg	1,693	1,680	1,696	1,723	1,556	1,544	1,556	1,541	1,595	1,637	1,631	1,600	1,658	1,608	1,589	1,608	1,642
Mn	0,004	0,004	0,004	0	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0	0,004	0	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005
Fe	0,318	0,323	0,310	0,275	0,456	0,466	0,453	0,463	0,410	0,370	0,373	0,408	0,338	0,398	0,417	0,400	0,360
Co	0	0,001	0,001	0	0,002	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0,001	0,002	0	0
Ni	0,004	0,003	0,003	0	0,000	0	0	0,002	0,003	0	0,005	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002

Note: All concentrations in weight %. Spot analyses obtained by using a CAMECA SX-100 electron probe microanalyser. Analytical conditions: diameter of beam 5 µm, beam current 20 nA and accelerating voltage 15 kV, olivine counting times between 15 and 60 s. Structural formula of olivine calculated on the basis of 4 oxygens. O-4, Outardes-4; B-E, Boudrias-Est; Pl dun, plagioclase dunite; Harz, harzburgite; OI webs, olivine websterite; OI melaN, olivine melanorite; OI GN, olivine gabbroonorite, LeucoT, leucotroctolite; Fo, % forsterite; wt%, weight %; n/d, not available; No., number of analyses.

Table 4- Orthopyroxene mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.

Prospect	O-4 south	O-4 south	O-4 south	B-E/Doyon	Buse	O-4 south	O-4 south	O-4 south	O-4 south	Thibault	Thibault	Thibault	Thibault	O-4 South	Thibault
Sample #	5389	5381A	5379	5432-G2	5434A2	5382-C	5383-A	5377-A	5386-A4	5404-B	5404-C	5418-B2	5418-B5	5382-B	5404-A
Rock type	Pl dun	Harz	OI webs	OI webs	wehrlite	OI melaN	OI melaN	OI GN	GN	OI GN	OI GN	LeucoT	LeucoT	Norite	Norite
<i>Whole-rock</i>															
S wt%	0,07	0,29	0,40	1,94	0,13	0,07	0,40	2,24	0,10	0,59	0,17	1,07	1,52	19,4	1,22
Ni (ppm)	892	1100	961	232	413	633	821	2600	126	665	429	1500	1700	12800	110
<i>Orthopyroxene</i>															
No.	5	4	8	4	3	3	6	9	5	2	5	8	6	10	6
SiO ₂	55,90	55,87	55,97	54,27	55,55	54,77	55,18	55,19	54,33	54,82	55,54	55,63	56,11	53,97	55,32
TiO ₂	0,058	0,050	0,060	0,094	0,072	0,131	0,158	0,063	0,074	0,083	0,044	0,035	0,073	0,057	0,048
Al ₂ O ₃	2,67	2,61	2,59	3,64	2,26	3,13	2,62	2,68	0,89	2,71	2,64	2,77	1,62	1,38	2,50
Cr ₂ O ₃	0,356	0,391	0,412	0,510	0,186	0,171	0,211	0,463	0,087	0,374	0,082	0,060	0,093	0,176	0,043
MgO	31,11	31,22	31,34	28,91	29,08	29,21	28,71	30,59	24,08	28,64	29,64	30,06	30,81	23,83	28,73
CaO	1,230	0,663	0,789	0,536	0,463	0,761	1,273	0,907	0,348	1,418	0,473	0,587	0,954	0,237	0,950
MnO	0,174	0,175	0,189	0,174	0,261	0,217	0,240	0,175	0,349	0,237	0,252	0,219	0,263	0,359	0,287
FeO _T	9,93	10,15	10,65	13,41	13,27	11,60	12,92	11,45	20,89	12,71	12,47	12,10	11,02	21,29	13,36
Na ₂ O	0,036	0,017	0,012	0,011	0,012	0,139	0,020	0,012	0,014	0,016	0,021	0,016	0,033	0,012	0,024
K ₂ O	0,006	0,001	0,004	0,004	0,008	0,025	0,007	0,006	0,008	0,006	0,003	0,005	0,006	0,010	0,007
Total	101,47	101,14	102,02	101,56	101,16	100,15	101,34	101,53	101,07	101,01	101,16	101,47	100,99	101,32	101,27
Si	1,93	1,94	1,93	1,90	1,95	1,93	1,94	1,92	1,98	1,93	1,95	1,94	1,96	1,97	1,95
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Al	0,109	0,107	0,105	0,150	0,094	0,130	0,109	0,110	0,038	0,113	0,109	0,114	0,067	0,059	0,104
Al IV	0,065	0,061	0,070	0,097	0,046	0,067	0,061	0,080	0,018	0,067	0,055	0,061	0,042	0,033	0,054
Al VI	0,043	0,046	0,035	0,054	0,047	0,063	0,048	0,030	0,020	0,045	0,054	0,053	0,025	0,026	0,050
Cr	0,010	0,011	0,011	0,014	0,005	0,005	0,006	0,013	0,003	0,011	0,002	0,002	0,003	0,005	0,001
Mg	1,605	1,615	1,611	1,512	1,524	1,537	1,504	1,586	1,309	1,506	1,547	1,562	1,603	1,295	1,507
Ca	0,046	0,025	0,029	0,020	0,018	0,029	0,048	0,034	0,014	0,054	0,018	0,022	0,036	0,009	0,036
Mn	0,005	0,005	0,006	0,005	0,008	0,006	0,007	0,005	0,011	0,007	0,008	0,007	0,008	0,011	0,008
Fe ²⁺ _T	0,286	0,293	0,305	0,391	0,390	0,341	0,379	0,329	0,637	0,374	0,365	0,352	0,320	0,649	0,393
Na	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,009	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002
K	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0
Mg#	84,90	84,65	84,10	79,47	79,62	81,84	79,86	82,83	67,26	80,11	80,92	81,63	83,32	66,63	79,33
Wo	2,36	1,28	1,50	1,05	0,92	1,51	2,49	1,74	0,69	2,77	0,92	1,14	1,85	0,47	1,86
En	82,89	83,56	82,83	78,63	78,89	80,60	77,88	81,38	66,79	77,89	80,17	80,70	81,79	66,31	77,85
Fs	14,75	15,16	15,67	20,32	20,20	17,89	19,64	16,88	32,52	19,34	18,90	18,17	16,35	33,22	20,29

Note: Orthopyroxene counting times between 15 and 40 s. Structural formula of orthopyroxene calculated on the basis of 6 oxygens.

Mg# = 100 * Mg / (Mg + Fe²⁺_T) (atomic %). FeO_T is the sum of FeO and Fe₂O₃, and Fe²⁺_T is the sum of Fe²⁺ and Fe³⁺. For more details, refer to table 3.

Table 5- Clinopyroxene mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.

Prospect	O-4 South	B-E/Doyon	Buse	O-4 South	Thibault	Thibault	Thibault	O-4 South
Sample #	5381A	5432-G2	5434A2	5383-A	5404-B	5404-C	5418-B5	5386-A4
Rock type	Harz	OI webs	wehrlite	OI melaN	OI GN	OI GN	LeucoT	GN
<i>Whole-rock</i>								
S wt%	0,29	1,94	0,13	0,40	0,59	0,17	1,52	n/d
Ni (ppm)	1100	232	413	821	665	429	1700	n/d
<i>Clinopyroxene</i>								
No.	1	2	4	1	4	2	3	4
SiO ₂	53,42	53,55	53,56	53,47	51,11	54,50	53,97	54,42
TiO ₂	0,125	0,403	0,322	0,364	0,636	0,407	0,138	0,448
Al ₂ O ₃	3,06	2,76	2,43	2,20	4,80	2,97	2,88	1,40
Cr ₂ O ₃	0,710	0,324	0,386	0,013	0,729	0,394	0,044	0,219
MgO	18,66	17,11	16,17	16,08	15,81	19,10	16,61	15,07
CaO	20,16	22,30	23,54	23,26	22,13	17,47	22,99	22,05
MnO	0,104	0,097	0,128	0,135	0,077	0,152	0,110	0,134
FeO _T	4,46	4,88	4,07	4,07	5,45	6,01	3,40	6,75
Na ₂ O	0,493	0,142	0,283	0,280	0,513	0,560	0,592	0,319
K ₂ O	0,004	0,001	0,002	0,022	0,003	0,014	0,006	0,006
Total	101,19	101,56	100,89	99,89	101,26	101,58	100,73	100,82
Si	1,91	1,93	1,94	1,96	1,85	1,94	1,95	1,99
Ti	0,003	0,011	0,009	0,010	0,017	0,011	0,004	0,012
Al	0,129	0,117	0,104	0,095	0,205	0,125	0,123	0,061
Al IV	0,087	0,073	0,059	0,045	0,150	0,058	0,054	0,015
Al VI	0,042	0,044	0,045	0,050	0,055	0,067	0,068	0,046
Cr	0,020	0,009	0,011	0	0,021	0,011	0,002	0,006
Mg	0,996	0,918	0,874	0,876	0,853	1,015	0,893	0,820
Ca	0,773	0,860	0,914	0,911	0,858	0,667	0,888	0,862
Mn	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004
Fe ²⁺ _T	0,128	0,146	0,12225	0,125	0,15675	0,177	0,101	0,206
Na	0,034	0,010	0,020	0,020	0,036	0,039	0,042	0,023
K	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0
Mg#	88,61	86,43	87,72	87,51	84,50	85,15	89,84	80,01
Wo	40,75	44,70	47,87	47,65	45,92	35,87	47,18	45,68
En	52,50	47,72	45,73	45,82	45,68	54,61	47,45	43,41
Fs	6,75	7,58	6,40	6,54	8,40	9,52	5,37	10,90

Note: Clinopyroxene counting time within 15 and 40 s. Structural formula of clinopyroxene calculated on the basis of 6 oxygens. Mg#=100*Mg/(Mg+ Fe²⁺_T) (weight %). For more details, refer to table 3.

Table 6- Plagioclase mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.

Prospect	O-4 South	O-4 South	O-4 South	O-4 South	Thibault	Thibault	Thibault	Thibault	O-4 South	Thibault	O-4 South
Sample #	5379	5382-C	5383-A	5377-A	5404-B	5404-C	5418-B2	5418-B5	5382-B	5404-A	5386-A4
Rock type	OI webs	OI melaN	OI melaN	OI GN	OI GN	OI GN	LeucoT	LeucoT	Norite	Norite	GN
<i>Whole-rock</i>											
S wt%	0,40	0,07	0,40	2,24	0,59	0,17	1,07	1,52	n/d	n/d	n/d
Ni (ppm)	961	633	821	2600	665	429	1500	1700	n/d	n/d	n/d
<i>Plagioclase</i>											
No.	9	3	3	6	6	6	6	6	8	6	6
SiO ₂	47,37	50,65	51,67	49,51	48,23	48,81	49,34	48,61	54,02	47,24	52,68
TiO ₂	0,008	0,012	0,005	0,000	0,000	0,023	0,006	0,000	0,017	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	33,80	31,85	31,49	32,37	33,45	33,32	32,81	32,11	29,69	33,93	30,71
MgO	0,001	0,007	0,003	0,030	0	0,040	0	0	0	0	0,002
CaO	16,35	13,65	13,50	15,07	16,24	15,76	15,23	15,68	11,68	17,03	12,68
FeO	0,085	0,031	0,051	0,046	0,070	0,042	0,032	0,028	0,039	0,038	0,037
BaO	0,039	0,009	0,017	0,016	0,032	0,044	0,028	0,033	0,059	0,030	0,026
Na ₂ O	2,13	3,65	3,93	3,11	2,42	2,72	3,06	2,73	5,10	2,02	4,40
K ₂ O	0,008	0,011	0,016	0,043	0,034	0,035	0,017	0,033	0,087	0,010	0,143
Total	99,79	99,86	100,68	100,20	100,47	100,80	100,52	99,21	100,69	100,29	100,69
Si	2,18	2,30	2,33	2,26	2,20	2,22	2,24	2,24	2,43	2,16	2,37
Ti	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0
Al	1,830	1,708	1,674	1,739	1,798	1,783	1,758	1,745	1,572	1,831	1,630
Mg	0	0,001	0	0,002	0	0,003	0	0	0	0	0
Ca	0,805	0,666	0,652	0,736	0,794	0,767	0,742	0,775	0,562	0,836	0,612
Fe	0,003	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Ba	0,001	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,190	0,321	0,343	0,275	0,214	0,240	0,270	0,244	0,444	0,179	0,384
K	0	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,005	0,001	0,008
An	80,89	67,39	65,45	72,63	78,60	76,02	73,26	75,92	55,61	82,33	60,95
Ab	19,07	32,54	34,45	27,14	21,21	23,78	26,64	23,88	43,90	17,62	38,24
Or	0,04	0,07	0,10	0,23	0,18	0,20	0,10	0,20	0,49	0,05	0,81

Note: Plagioclase counting times between 15 and 40 s. Structural formula of plagioclase calculated on the basis of 23 oxygens. GN, gabbro-norite. For more details, refer to table 3.

Table 7- Pyrrhotite mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.

Prospect	O-4 south	B-E/Doyon	O-4 South	O-4 south	O-4 south	Thibault	Thibault
Sample #	5376-A	5430-A1	5382	M-08	5377-A	5404-B2	5418-B5
No.	8	2	13	6	4	10	10
Rock type	Harz	OI webs	Norite	OI melaN	OI GN	OI GN	LeucoT
Fe (wt%)	59,328	58,311	58,902	58,996	58,246	58,458	60,216
Ni (wt%)	0,305	0,360	0,419	0,317	0,742	0,419	0,263
Zn (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011
Cu (wt%)	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,030
Mn (wt%)	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006
Co (wt%)	0,024	0,004	0,067	0,028	0,003	0,014	0,043
S (wt%)	38,508	38,916	39,306	38,122	39,406	39,627	38,365
As (wt%)	0,012	0,008	0,016	0,009	0,000	0,012	0,036
Se (wt%)	0,015	0,018	0,000	0,016	0,000	0,023	0,000
Total	98,192	97,616	98,720	97,488	98,396	98,553	98,970
Fe (at%)	46,810	46,109	46,070	46,915	45,647	45,697	47,264
Ni (at%)	0,229	0,271	0,312	0,240	0,554	0,311	0,197
Zn (at%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
Cu (at%)	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,021
Mn (at%)	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005
Co (at%)	0,018	0,003	0,049	0,021	0,002	0,010	0,032
S (at%)	52,928	53,603	53,552	52,810	53,797	53,961	52,455
As (at%)	0,007	0,005	0,009	0,006	0,000	0,007	0,021
Se (at%)	0,008	0,010	0,000	0,009	0,000	0,013	0,000
Total	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Note: Pyrrhotite counting times between 30 and 60 s. O-4, Outardes-4 South; B-E, Boudrias-Est; No., number of analyses; wt%, weight %; at%, atomic %. Harz, harzburgite; OI webs, olivine websterite; OI melaN, olivine melanorite; OI GN, olivine gabbroonorite and LeucoT, leucotroctolite.

Table 8- Chalcopyrite mineral chemistry of mineralized rocks from the different prospects. Average per sample.

Prospect	B-E/Doyon	O-4 south	O-4 south	Thibault	Thibault	O-4 south
Sample #	5430-A1	M-08	5377-A	5404-B2	5418-B5	5382-A1
No.	2	1	4	1	1	4
Rock type	OI webs	OI melaN	OI GN	OI GN	LeucoT	Norite
Fe (wt%)	29,396	28,979	29,509	30,163	29,976	29,676
Ni (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,001
Zn (wt%)	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,026
Cu (wt%)	34,403	34,526	34,833	34,750	34,652	34,446
Mn (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,217	0,000
S (wt%)	33,980	33,968	34,704	34,332	34,770	34,734
As (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,003
Total	97,778	97,473	99,071	99,245	99,678	98,885
Fe (at%)	24,740	24,456	24,469	25,030	24,722	24,631
Ni (at%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,001
Zn (at%)	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,018
Cu (at%)	25,445	25,607	25,385	25,343	25,116	25,128
Mn (at%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co (at%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,170	0,000
S (at%)	49,816	49,936	50,128	49,628	49,951	50,221
As (at%)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,002
Total	100,000	99,999	100,000	100,001	100,000	100,000

Note: Chalcopyrite counting times between 30 and 60 s. Abbreviations as in table 7.

Table 9- Pentlandite mineral chemistry data of mineralized rocks from the different prospects.

Prospect	O-4 south	O-4 south	Thibault	Thibault	O-4 south
Sample #	5376-A	5381-A	5404-B2	5418-B5	5382-A1
No.	8	1	6	10	5
Rock type	Harz	Harz	OI GN	LeucoT	Norite
Fe (wt%)	32,180	28,714	30,849	31,135	29,321
Ni (wt%)	34,348	33,946	35,312	33,658	33,986
Zn (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000
Cu (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,013	0,000
Mn (wt%)	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000
Co (wt%)	1,511	2,976	1,786	1,776	2,207
S (wt%)	33,357	33,153	33,246	33,231	32,934
As (wt%)	0,008	0,000	0,014	0,030	0,000
Se (wt%)	0,019	0,000	0,033	0,000	0,000
Total	101,422	98,789	101,239	99,864	98,449
Fe (at%)	25,866	23,618	24,863	25,359	24,209
Ni (at%)	26,261	26,560	27,072	26,078	26,695
Zn (at%)	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Cu (at%)	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
Mn (at%)	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
Co (at%)	1,150	2,319	1,364	1,370	1,727
S (at%)	46,707	47,502	46,675	47,149	47,368
As (at%)	0,005	0,000	0,008	0,018	0,000
Se (at%)	0,010	0,000	0,019	0,000	0,000
Total	100,000	99,999	100,000	100,000	100,000

Note: Pentlandite counting times between 30 and 60 s. Abbreviations as in table 7.

Table 10- Whole-rock major and trace elements analysis of selected samples from the different prospects and from a Qtz-Fs gneiss of the Hulot Complex. An exhaustive list of analysis is presented in the appendix.

Prospect	O-4 South	O-4 South	O-4 South	B-E/Doyon	Buse	Thibault	Thibault	Hulot Complex
Sample #	5376-A	5377-A	5382-A	5432-G2	5434A2	5418-B2	5404-B	3271A
Rock type	Harz	OIGN	Norite	OI webs	wehrlite	Troctolite	OIGN	Gneiss
Econ. interes	10% SF	15% SF	5-10% SF	~ 5% SF	tr. to 5% Po	10% SF	2-5% SF	nil
SiO ₂	42,43	45,70	49,61	43,64	44,50	43,70	46,22	65,90
TiO ₂	0,21	0,34	0,29	0,17	0,29	0,06	0,08	0,49
Al ₂ O ₃	5,71	9,28	16,86	2,96	4,46	17,50	23,87	16,60
Fe ₂ O _{3t}	12,55	14,50	10,50	19,96	15,30	10,70	6,61	4,25
MnO	0,15	0,15	0,11	0,16	0,20	0,11	0,07	0,08
MgO	28,41	20,70	11,25	26,20	27,30	17,40	9,01	1,62
CaO	4,07	5,96	8,87	2,92	6,50	8,66	11,77	4,05
Na ₂ O	0,58	0,62	1,46	0,16	0,28	1,25	1,64	4,41
K ₂ O	0,06	0,17	0,26	0,04	0,28	0,06	0,12	2,31
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,11
Cr ₂ O ₃	n/d	0,32	n/d	n/d	0,34	0,02	n/d	<0.01
S	1,71	2,24	1,76	3,61	0,13	1,05	0,59	n/d
Total	95,91	99,99	101,01	99,84	98,22	100,52	100,00	99,82
LOI	4,40	1,80	0,93	2,40	0,36	0,71	0,97	0,46
Mg#	83,29	75,86	70,23	74,29	79,71	78,17	75,00	45,63
δ ³⁴ S _{CDT}	n/d	12,40	20,30	7,20	2,40	1,50	n/d	n/d
S/Se ratio	n/d	n/d	58667	180500	n/d	80769	n/d	n/d
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<2
As	<1	2,00	<1	3,00	<1	<1	<1	<0.5
Au	3,70	3,30	2,10	1,80	0,61	7,00	3,00	2
Ba	18,33	35,02	51,55	16,00	63,00	24,00	n/d	330
Bi	-0,10	-0,40	-0,10	-0,10	-0,40	-0,10	n/d	n/d
Br	6,00	<1	<1	2,00	<1	<1	<1	<0.5
Ca	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Cd	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ce	2,80	6,12	6,51	3,35	10,38	1,14	n/d	32,52
Co	86	111	49,54	62	96	82	49	9
Cr	2630	2300	351	1690	2450	170	n/d	<20
Cs	0,11	<1	0,27	<1	<1	<1	<1	2,21
Cu	1200	1400	774	213	46	989	571	n/d
Dy	0,84	1,50	1,22	0,65	1,85	0,20	n/d	4,07
Er	0,55	1,01	0,80	0,44	1,14	0,13	n/d	2,53
Eu	0,21	0,37	0,41	0,15	0,39	0,21	n/d	0,95
Ga	5,92	8,72	14	7	7	10	16	20
Gd	0,69	1,33	1,07	0,60	1,82	0,19	n/d	4,02
Ge	0,82	-1,00	1,04	1,10	1,38	0,80	n/d	n/d
Fe	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Hf	0,32	0,64	0,67	0,40	0,78	-0,10	n/d	3,41
Hg	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ho	0,18	0,33	0,26	0,14	0,38	0,04	n/d	0,88
In	-0,10	-0,20	-0,10	-0,10	-0,20	-0,10	n/d	n/d
Ir	0,08	0,07	0,05	0,08	0,04	0,09	0,44	<50
K	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
La	1,08	2,32	2,74	1,23	3,94	0,48	n/d	16,33
Lu	0,08	0,13	0,12	0,07	0,14	0,02	n/d	0,35
Mo	-2,00	-2,00	-2,00	-2,00	-2,00	-2,00	n/d	<1
Na	0,58	1,04	0,73	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Nb	0,58	1,04	0,73	0,40	1,31	2,00	2,00	6,81
Nd	1,90	3,94	3,64	2,08	6,33	0,68	n/d	19,02
Ni	3300	2600	1100	419	413	1500	665	<100
Os	<0.3	<0.3	<0.2	<0.3	<0.5	<0.4	<0.4	n/d
Pb	3	5	6	4	5	4	3	n/d
Pd	<3	<3	<3	2,30	2,60	1,80	1,50	n/d
Pr	0,38	0,83	0,84	0,45	1,38	0,14	n/d	4,55
Pt	<13	1,77	<2	<1	4,00	<2	<1	n/d
Rb	2,26	3,82	6,87	2,00	10,05	<3	<3	75,36
Re	6,80	4,20	1,40	1,42	<0.24	3,25	2,02	n/d
Rh	<0.7	0,14	0,18	<0.2	<0.08	<0.3	<0.1	n/d
Ru	<0.9	<2	<0.9	<1	<2	<2	<2	n/d
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sc	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	9,1
Se	<10	<0.1	0,30	0,20	<0.1	0,13	<10	<5
Sm	0,54	1,13	1,00	0,55	1,69	0,18	n/d	4,44
Sn	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	n/d	n/d
Sr	58	110	206	<2	54	238	300	524
Ta	0,01	-0,10	0,04	0,02	-0,10	-0,01	n/d	0,5
Tb	0,13	0,25	0,19	0,10	0,31	0,03	n/d	0,65
Th	0,16	0,24	0,35	0,26	0,59	-0,05	n/d	4,66
Tl	-0,05	-0,10	0,13	-0,05	-0,10	0,43	n/d	n/d
Tm	0,08	0,15	0,12	0,07	0,17	0,02	n/d	0,38
U	0,05	<0.2	0,14	0,12	0,15	<0.2	<0.2	0,48
V	97,01	128,65	135,63	151,00	115,96	19,00	n/d	n/d
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	4,68	8,78	7,00	3,80	10,41	1,10	4,00	24,05
Yb	0,51	0,95	0,74	0,45	1,01	0,11	n/d	2,28
Zn	62	84	53	230	70	26	27	n/d
Zr	10	23	20	14	26	2	8	116

Note: Analysis for oxides and trace elements were obtained by using ICP-emission spectrometry at GEOLABS in Ontario. Oxides in weight %; trace elements in ppm, except Au, Ir, Os, Pd, Pt, Re, Rh and Ru in ppb. O-4, Outardes-4; B-E, Boudrias-Est; Harz, harzburgite; OIGN, olivine-gabbro-norite; OI webs, olivine-websterite; Econ, economic; SF, sulfides; Po, pyrrhotite; LOI, loss on ignition; Fe₂O_{3t}, total Fe as Fe₂O₃ and n/d, not available. Mg#=(100*MgO/40.3)/((MgO/40.3)+(0.9*Fe₂O_{3t})/79.847)).

Table 11- Whole-rock chemical analysis recalculated to 100% sulfides, after the method of Kerr (2001), modified from Naldrett *et al.* (2000) of mineralized rocks from the different prospects.

Prospect	Sample #	Rock type	Sulfide Proportions			Sulfide Metal Contents		
			Pn	Ccp	Po	Co (%)	Ni (%)	Cu (%)
O-4 south	5376-A	Harz	0,22	0,07	0,71	0,18	6,11	2,50
B-E/Doyon	5432-G2	OI webs	0,01	0,01	0,98	0,06	0,42	0,22
B-E/Doyon	5432-G3	OI webs	0,02	0,01	0,98	0,20	0,42	0,20
B-E/Doyon	5430-A1	OI webs	0,02	0,01	0,98	0,16	0,42	0,23
Buse	M-33 (5434)	wehrlite	0,19	0,02	0,79	1,42	0,47	0,63
Buse	M-34 (5434)	wehrlite	0,31	0,06	0,63	1,74	0,05	2,05
O-4 south	5383-A	OI melaN	0,24	0,07	0,69	0,64	2,55	2,39
O-4 south	5377-A	OI GN	0,13	0,06	0,80	0,18	4,18	2,25
Thibault	5404-B	OI GN	0,13	0,10	0,77	0,30	3,61	3,48
Thibault	5418-B2	Troctolite	0,16	0,10	0,74	0,28	4,17	3,37
Thibault	5418-B5	LeucoT	0,13	0,08	0,79	0,24	3,52	2,84
O-4 south	5382-A	Norite	0,07	0,04	0,88	0,10	2,26	1,59
O-4 south	5382-B	Norite	0,08	0,07	0,85	0,14	2,38	2,57
Thibault	5404-A	Norite	0,02	0,01	0,97	0,25	0,33	0,36
Thibault	8210-C	Norite	0,02	0,00	0,98	0,33	0,49	0,00
MEAN VALUES			0,12	0,05	0,84	0,41	2,09	1,64

Note: Abbreviations as in table 10.

Chapitre 4 Discussion in the light of key factors for mineralization and comparison with other magmatic Ni-Cu-PGE deposits

Based on the characteristics of some of the world's most important Ni-Cu-PGE deposits, Naldrett (1999) listed the most important factors leading to the development of world-class deposits. He highlighted six key factors leading to magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits: (1) the magma can crystallize large amounts of olivine, (2) a major crustal structure (fault) facilitates magma intrusion, (3) sulfur is abundant in the adjacent or subjacent country rocks, (4) associated silicate magmas show evidence of chalcophile element depletion, (5) magma interacts with country rock and, (6) sulfides occur close to, or within, a magmatic conduit.

4.1. Crystallization of abundant olivine

At the studied prospects, the possibility for the parental magmas to crystallize olivine is indicated by the presence of cumulus olivine crystals in most of the mineralized rocks. Naldrett (1999) highlights three reasons to explain the importance of olivine-normative magmas. These magmas are characterized by a higher temperature than SiO₂-rich magmas. As an example, komatiites are emplaced at extremely high temperatures (1400 to 1700°C; Arndt *et al.*, 1977). Olivine-normative magmas would tend to have higher Ni contents than magmas free of normative olivine. The Ni concentrations of crystallized olivine depends on olivine Fo values. Also, olivine-normative magmas tend to assimilate country rocks more easily than those with higher SiO₂. Since many magmatic sulfide deposits contain certain amounts of sulfur from crustal or sedimentary origin (Naldrett, 1999), interaction with country rocks is favorable to the development of magmatic sulfide deposits. The overall correlation between olivine Fo values and whole-rock Ni contents in mineralized rocks at the studied prospects supports the importance olivine crystallization in the development of the Ni-Cu deposits (figure 18-b). Generally, olivine Ni content tends to decrease with decreasing Fo values. This tendency was also noted by Naldrett (1999) at the Voisey's Bay deposit. At Voisey's Bay, the correlation between olivine Fo values and their Ni content is

stronger than at the studied projects and this could be a reason that explains the lower economic importance of the later compared to a world-class Ni-Cu deposit like Voisey's Bay.

4.2. Major crustal structure

The presence of a prominent crustal structure is an important factor at the magmatic Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk (Siberia), where the intrusion is near the Noril'sk-Kharayelakh fault (Naldrett, 1999); at Jinchuan (China), where the mineralized rocks are thought to have been emplaced in a rift zone formed at the boundary of the Sino-Korean craton and a developing Proterozoic ocean (Chai & Naldrett, 1992a); and in the Duluth layered intrusion (Minnesota), where the magmas were emplaced during the development the Middle Proterozoic (Keweenawan) Midcontinental rift (Miller & Ripley, 1996). In the case of the Voisey's Bay deposit, the relation with a prominent crustal structure is more ambiguous (Naldrett, 1999). But the intrusion lies on the southerly extension of the Abloviak shear zone marking the suture between the Nain and Churchill provinces (Ryan *et al.*, 1995), which would have been active between 1.73 and 1.75 Ga (van Kranendonk, 1996) and would have created a structural weakness that facilitated the emplacement of the Nain Plutonic Suite. The DLBPS is bordered by shear faults that are correlated with the Pimpuacan Shear Zone (PSZ; Gobeil *et al.*, 2002; Hébert, 2001) in the Lac-St-Jean area, southwest of the DLBPS. Higgins *et al.* (2002) used U-Pb dating to constrain the age of the PSZ in the central Lac-St-Jean area. In that study, they concluded that the PSZ was active between ~1160 and ~1028 Ma. Since this shear zone is younger than the DLBPS (1327 Ma), it could not have been a structure that facilitated its emplacement, unless an older structure was reactivated. On the other hand, subduction along southern Laurentia's continental margin, with episodes of back-arc extension and compression coeval with DLBPS emplacement, would have created major structures that could have facilitated magma emplacement.

4.3. Magma contamination

It has been established that contamination by sulfur-bearing country-rocks is an important source of S for the development of Ni-Cu-PGE deposits. At Noril'sk, the mineralized rocks interacted with Middle Devonian anhydrite and gypsum-bearing evaporites (Naldrett, 1999). The Voisey's Bay ores were contaminated by sulfide- and graphite-bearing Tasiuyak gneiss. At the Babbitt Ni-Cu deposit associated with the Duluth layered intrusion, Arcuri *et al.* (1998) concluded that interactions with the sulfur-bearing metasediments of the Virginia Formation were essential for the development of the deposit. As discussed earlier, the chondrite-normalized La/Sm vs Ta/Th diagram, the S/Se ratios, and the $\delta^{34}\text{S}$ values show convincingly that mineralized rocks of the Outardes-4 south, Boudrias-Est/Doyon, Buse and Thibault showings were contaminated by country rock Hulot gneiss, which contains up to 2% sulfides, and 0.05 to 0.20% sulfur. At Voisey's Bay, the host Tasiuyak gneiss contains between 0.02 and 0.54% sulfur (Ripley *et al.*, 1999). At the Babbitt Ni-Cu deposit, the metasedimentary Virginia Formation country rocks are characterized by 0.01 to 5.05% sulfur (Arcuri *et al.*, 1998).

4.4. Chalcophile-element depletion

Some world-class Ni-Cu-PGE deposits contain chalcophile element-depleted rocks that formed from base metal-poor magmas prior to the emplacement of the ore-hosting magmas. At Voisey's Bay, the olivine-gabbro and the feeder troctolite units, representing the first magma injections in the system (Naldrett, 1999), are depleted in chalcophile elements. Olivine associated with these units also shows depletion in nickel, compared to rocks formed from ore-hosting magma (Li & Naldrett, 1997). At the Noril'sk Ni-Cu deposit in Russia, a chalcophile-element depletion is noted in basalts representative of pre-mineralization magma flows (Naldrett, 1999). At the DLBPS prospects, some olivine-free gabbroic rocks associated with the NE part of the Outardes-4 south prospect (samples 5374-A, 5386-A4, 8221-B and 8221-C) and with the Thibault prospect (samples 8210-C and 5404-A) show a significant depletion in Co, Cu and Ni compared to the other rocks (table 10). The mean compositions of these chalcophile-depleted rocks are 62 ppm Co, 74

ppm Cu and 167 ppm Ni, which are significantly lower than those of olivine-bearing rocks. At the Thibault prospect, these base metal-depleted gabbroic rocks do not show any evidence regarding their origin and relationship with mineralized leucotroctolites. On the other hand, at the Outardes-4 south prospect, chalcophile-depleted rocks are localized near outcrop 5382 (figure 12), in which gabbroic rocks (norite) fragments are enclosed in a sulfide matrix. Even though the noritic fragments in the magmatic breccia have not been analyzed, based on field relations and textures, they are interpreted to be equivalent to chalcophile-element-depleted rocks, and the sulfide matrix could represent a distinct magmatic pulse that incorporated noritic fragments and developed an immiscible sulfide liquid, leading to the formation of the sulfide matrix. Thus, the sulfide breccia could be considered as belonging to a magmatic conduit. The breccia is also located close to the contact between the DLBPS and the Hulot Complex country gneisses (figure 12). Gobeil *et al.* (2002) argued that the breccia was not magmatic in origin, and that it developed later, in association with the sheared contact of the mineralized intrusion. Since chalcophile-element-depleted rocks have not been systematically observed in all Ni-Cu-PGE world-class deposits (Naldrett, 1999), like for example, the world-class deposits of Jinchuan (China), Duluth (Minnesota) and Sudbury (Ontario), it seems that it is not an essential factor.

4.5. Interaction with country rocks

On the basis of the $\delta^{34}\text{S}$ values and Se and S concentrations, interaction with country rocks was important in the genesis of the Voisey's Bay, Duluth, and the Fox River sill deposits. Besides chemical evidence, field evidence for interaction with country rocks in the DLBPS includes the presence of country rock inclusions in mineralized rocks (figure 11). At Voisey's Bay, the Basal Breccia Sequence shows evidence of incorporation of country rocks: up to 25% of inclusions consisting mostly of Tasiuyak gneiss fragments occur in the breccia (Li & Naldrett, 1999). At the Babbitt deposit (Duluth complex), mineralized rocks contain abundant Virginia Formation xenoliths (Arcuri *et al.*, 1998). Associated spatially with the mafic-ultramafic border of the DLBPS, the studied prospects are particularly subject to interactions between magmas and country rocks.

4.6. Magmatic conduit

As pointed out by Naldrett (1999), the presence of a magmatic conduit in which sulfides were concentrated is a feature in some world-class Ni-Cu-PGE deposits, such as Noril'sk, Voisey's Bay, and Jinchuan. At Noril'sk, the magma conduit is marked by the presence of thick zones of picritic and taxitic (varied-textured) gabbro. The Voisey's Bay deposit lies in part in a 30 to 100 m thick steeply dipping troctolite sheet interpreted as a magma feeder. The Jinchuan deposit is interpreted to be the root of a trumpet-shaped intrusion, in which the deep root is interpreted to be the magma conduit below the intrusion (Chai & Naldrett, 1992b). In the komatiite hosted Ni-Cu-PGE deposits near Kambalda in western Australia, it has been argued that the thermally eroded feeder channels created by the very hot and highly magnesian komatiitic lavas would have provided traps for sulfides. In the Duluth Complex, there is no evidence of a magma conduit near the disseminated sulfide deposits, and Ripley (1986) concluded that the sulfides formed *in situ* in the magma chamber. In the case of the DLBPS prospects, a large magma feeder conduit has not been identified. As described earlier, a magmatic breccia in the Outardes-4 south prospect could be interpreted as a magma conduit, but it is small and of local importance, and the semi-massive sulfides associated with the breccia represent a very small part of the total sulfides associated to the DLBPS. All other prospects consist of disseminated sulfides, suggesting that sulfide mineralization in the DLBPS was the result, as in the case of the Duluth Complex, of *in situ* sulfide formation in the magmatic chamber, and was not related to the presence of a magmatic feeder conduit.

Conclusion

La présente étude a permis de caractériser quatre indices associés à une suite anorthositique, la SPDLB. Les indices étant encaissés dans différentes lithologies, l'étude a permis d'apprécier une grande variété de roches minéralisées. La recherche a aussi permis l'étude d'un phénomène rare que représente la présence de roches ultramafiques associées à un complexe anorthositique.

Cette caractérisation, qui a été effectuée grâce à des travaux de terrain, des analyses géochimiques de roches totales et de chimie minérale, a permis de définir la nature de la minéralisation, ainsi que les relations entre les unités présentes aux différents indices. La minéralisation est d'origine magmatique, avec un degré variable de contamination par les roches encaissantes, les gneiss du Complexe de Hulot. D'après les données de chimie minérale et les relations de terrain, il semblerait que les unités des différents indices étudiés ne pourraient provenir d'un même magma. En effet, les roches ultramafiques de l'indice Outardes-4 Sud sont plus primitives et beaucoup moins déformées que celles des sites minéralisés Boudrias-Est/Doyon et de la Buse, ce qui indiquerait une origine à partir de magmas distincts. En fait, la plupart des roches ultramafiques des indices Boudrias-Est/Doyon et de la Buse montrent des compositions plus évoluées que les roches gabbroïques de l'indice Outardes-4 Sud. Les unités des différents indices représenteraient des injections magmatiques de compositions différentes, probablement mises en place de manière concordante au litage magmatique de la SPDLB («sheet-like intrusion»). Les compositions de roches totales, ainsi que la chimie minérale, montrent un lien génétique entre les péridotites et les roches gabbroïques avec et sans olivine de l'indice Outardes-4 Sud. Les différentes unités de l'indice Outardes-4 Sud se seraient formées dans une même chambre magmatique par cristallisation fractionnée contrôlée essentiellement par l'olivine et, de façon moins importante, par l'orthopyroxène et le plagioclase. La présence d'enclaves de roches plus primitives au sein de roches plus évoluées (figure 14) à l'indice Outardes-4 Sud corrobore l'existence d'une chambre magmatique et de différentes pulsations magmatiques. Il est difficile de définir le lien entre les leucotroctolites de l'indice Thibault et les roches des autres indices. Les leucotroctolites montrent une affinité

géochimique avec les roches gabbroïques de l'indice Outardes-4 Sud (figures 17 et 19), elles montrent des différences dans les profils d'éléments traces (figure 22) et sont moyennement déformées, alors que les roches de l'indice Outardes-4 Sud ne le sont pas. De plus, l'indice Thibault, bien que situé non loin de la bordure de la SPDLB, est encaissé dans des leucotroctolites faisant partie du faciès du cœur de la SPDLB (figure 10), ce qui exclut une relation génétique avec les autres indices et indiquerait une origine magmatique distincte. Les différentes unités minéralisées aux différents indices étudiés refléteraient donc des variations au niveau de la composition des magmas.

Le phénomène de contamination des roches de la SPDLB par les roches encaissantes est démontré à la fois par la présence d'enclaves gneissiques au sein des roches minéralisées des indices (figure 11), par les compositions en Se et S, par le rapport Se/S aux différents indices, ainsi que par les compositions isotopiques du S ($\delta^{34}\text{S}$; figure 25). Toutes ces données montrent des sources multiples pour le S, donc une origine à la fois magmatique et crustale, suggérant que la source des sulfures aux différents indices pourrait être les roches encaissantes. Le diagramme La/Sm vs Ta/Th normalisé aux chondrites (figure 28) montre également une interaction avec les gneiss de Hulot.

Le modèle de mise en place des massifs anorthositiques dans une croûte épaisse tel que décrit par Ashwal (1993) explique adéquatement la mise en place de la SPDLB. L'environnement de subduction qui caractérisait la partie sud de Laurentia au moment où la SPDLB a fait intrusion, avec l'alternance de compression et extension d'arrière-arc, aurait vraisemblablement pu créer des structures d'envergure crustale qui auraient facilité la mise en place de la SPDLB. Cet environnement de convergence explique aussi l'anomalie négative en Ta de même que l'enrichissement modéré en terres-rares légères (figures 20 et 21). La genèse de la minéralisation en Ni-Cu aux différents indices s'explique par le modèle classique de mise en place des gisements Ni-Cu-EGP magmatiques (ex. Nabil *et al.*, 2004). Selon ce modèle, la minéralisation se développe suite à la formation d'une immiscibilité entre un liquide silicaté et un liquide sulfuré, immiscibilité elle-même créée par une saturation en S. La contamination d'un magma par des roches crustales serait le mécanisme qui produirait cette saturation en S. La faible abondance des EGP dans les

roches minéralisées (le plus souvent $< 0,1$ ppb; tableau 3) est expliquée par un facteur R bas. Le volume relativement faible de la SPDLB par rapport à d'autres gisements connus (la Suite Plutonique de Nain, à laquelle est associé le gisement Ni-Cu de Voisey's Bay, par exemple) pourrait expliquer l'importance économique modeste de cette dernière.

Les échantillons de gabbronorite finement grenue, vraisemblablement non-cumulative qui ont été recueillis ne peuvent pas représenter une composition de magma parent de la SPDLB, puisque ces dernières ne contiennent pas d'olivine et sont caractérisées par des valeurs de Mg# trop faible. De plus, ces roches sont de façon générale plus enrichies en terres-rares légères que les gabbronorites des différents indices (figures 20 et 27). Elles représenteraient la composition d'un magma évolué, résiduel après la cristallisation des minéraux magnésiens, comme c'est le cas pour la gabbronorite de Lac Volant (Complexe de Matamec; Nabil *et al.*, 2004), dont le profil de terres-rares est très comparable (figure 28). Le liquide parent proposé par Francis *et al.* (2000), soit un mélange de compositions de picrite intraplaque et de picrite dérivant d'un point chaud, semble le plus vraisemblable.

La présence ou l'absence des six facteurs clés dans le développement de la minéralisation des gisements Ni-Cu-EGP de classe mondiale tels que décrits par Naldrett (1999) aux différents indices étudiés peut expliquer le fait que la SPDLB ne constitue pas un gisement de Ni-Cu d'importance mondiale.

Bibliographie

- ALBAREDE, F. (1992). How deep do common basaltic magma form and differentiate? *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*. **97**. 10 997-11 009.
- AMELIN, Y., LI, C. & NALDRETT, A.J. (1999): Geochronology of the Voisey's Bay complex, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of co-existing baddeleyite, zircon, and apatite., Preprint of a paper for a special thematic issue of *Lithos*; "Geodynamics of Giant Magmatic Ore Systems", Edited by D.D. Lambert and E.M. Ripley.
- ARCURI, T., RIPLEY, E.M. & HAUCK, S.A. (1998): Sulfur and oxygen isotope studies of the interactions between pelitic xenoliths and basaltic magma at the Babbitt and Serpentine Cu-Ni deposits, Duluth Complex, Minnesota. *Econ. Geol.* **93**. 1063-1075.
- ARNDT, N.T., NALDRETT, A.J. & PYKE, D.R. (1977): Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*. **18**. 319-369.
- ASHWAL, L.D. (1993): Anorthosites. Springer-Verlag. 422 pages.
- ASHWAL, L.D. & SEIFERT, K.E. (1980): Rare earth element geochemistry of anorthosite and related rocks from the Adirondacks, N.Y. and other massif-type complexes. *Geol. Soc. Am. Bull.* **91**. 105-107; 659-684.
- AVRAMTCHEV, L. (1985): Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DV 84-02. Carte 2000. Échelle 1: 500 000.
- BARKER, F, WONES, D.R. & SHARP, W.N. (1975): The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, a model for the origin of gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precambrian Research*. **2**. 97-150.
- BARNES, S.-J., ZIENTEK, M.L. & SEVERSON, M.J. (1997): Ni, Cu, Au, and platinum element contents of sulfides associated with intraplate magmatism: A synthesis. *Can. J. Earth Sci.* **34**. 337-351.
- BARNES, S.-J. & FRANCIS, D. (1995): The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the Muskox layered intrusion, Northwest Territories, Canada. *Econ. Geol.* **90**. 135-154.
- BARNES, S.-J., BOYD, R., KORNELIUSSEN, A., NILSSON, L.P., OFTEN, M., PEDERSEN, R.B. & ROBINS, B. (1988): The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In *Geoplatinum 87* (H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowle & S.J. Cribb, eds.). Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 113-143.
- BODINIER, J.-L. (1988): Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics*. **49**. 67-88.
- BODINIER, J.-L., FABRIÈS, J., LORAND, J.-P., DOSTRAL, J. & DUPUY, C. (1988): Petrogenesis of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Ariège, French Pyrennees). *Bulletin de Minéralogie*. **110**. 345-359.
- BORDET, E. (2004): Pétrologie de l'anorthosite de la Suite Plutonique de De La Blache. Rapport de projet de fin d'études (GLG-13202). Université Laval, Québec. 30 p. plus annexes.
- BORG, S.G. & DEPAOLO, D.J. (1994): Laurentia, Australia and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping. *Geology*. **22**. 307-310.
- BOWEN, N.L. (1917): The problem of the anorthosites. *Journal of Geology*. **25**. 209-243.

- BUSCH, J.P., VAN DER PLUIM, B.A., HALL, C.M. & ESSENE, E.J. (1996): Listric normal faulting during postorogenic extension revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology near the Robertson Lake shear zone, Grenville orogen, Canada. *Tectonics*. **15**. 387-402.
- CAMPBELL, I.H. & 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. & NALDRETT, A.J. (1979): The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Econ. Geol.* **74**. 1503-1505.
- CARR, S.D., EASTON, R.M., JAMIESON, R.A., & CULSHAW, N.G. (2000): Geologic transect across the Grenville Orogen of Ontario and New York. *Can. J. Earth Sci.* **37**. 193-216.
- CHAI, G. & NALDRETT, A.J. (1992a): PGE mineralization of the Jinchuan Ni-Cu deposit, NW China. *Econ. Geol.* **87**. 1475-1495.
- CHAI, G. & NALDRETT, A.J. (1992b): Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*. **33**. 1-27.
- CHAUVEL, C., HOFMANN, A.W., VIDAL, P. (1992): HIMU-EM; the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**. 99-119.
- CHEVÉ, S., GOBEIL, A., CLARK, T., CORRIVEAU, L., PERREAULT, S., DION, D.-J., DAIGNEAULT, R (1999): Géologie de la région du lac Manitou (SNRC 22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-02, 69 pages.
- CHOINIÈRE, J. (1987): Géochimie des sédiments de lacs – Région de Manicouagan. Ministère des ressources naturelles, Québec. DP 86-18. 11 cartes.
- CLARK, T. (2000): Le potentiel du Grenville québécois : exemples de minéralisations magmatiques et remobilisées. *Chron. Rech. Min.* **539**. 85-100.
- CLARK, T. (1998): Un aperçu du potentiel du Grenville québécois pour des gîtes de Ni-Cu±Co±EGP. *Natural Resources Ministry of Québec report*. PRO 98-01. 9 pages
- CONSTANTIN, M. (2006): Determination of Au, Ir and thirty-two other elements in twelve geochemical reference materials by instrumental neutron activation analysis. *Journal Radioanal. & Nucl. Chem.* **267**. 407-414.
- CONSTANTIN, M., GIROUX, F. & CLARK, T. (2004): Anorthosite, gabbro-norite, peridotite of the De La Blache Plutonic Suite, Grenville Province, Québec. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*. 85 (17), Joint assembly suppl., abstract V53A-02.
- CORRIGAN, D. & HANMER, S. (1997): Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*. **25**. 61-64.
- DAVIDSON, A. (1998): Carte géologique de Province Grenville, Canada et parties adjacentes des Etats-Unis d'Amérique. Commission géologique du Canada. Carte 1947A, échelle 1/2 000 000.
- DAVIES, G. & TREDoux, M. (1985): The platinum-group element and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.* **80**. 838-848.
- DUCHESNE, J.C., LIEGEOIS, J.P., VANDER AUWERA, J. & LONGHI, J. (1999): The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*. **11**. 100-105.
- DUPUIS, C., HÉBERT, R. DUBOIS-CÔTÉ, V. WANG, C.S., LI, Y.L. & LI, Z.J. (2005): Petrology and geochemistry of mafic rocks from mélange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet. *Chemical Geology* **214**. 287-308.

- ECKSTRAND, O.R., GRINENKO, L.N., KROUSE, H.R., PAKTUNC, A.D., SCHWANN, P.L. & 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. Current Research Part C. Geological Survey of Canada. Paper 89-1C. 235-242.
- ECKSTRAND, O.R., HULBERT, L.J. (1987): Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada. Program abstract 12. Page 40.
- EMSLIE, R.F. (1978): Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*. **7**. 61-98.
- EMSLIE, R.F. (1980): Geology and petrology of the Harp Lake complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism. Geological Survey of Canada Bulletin 293. 136 pages.
- EMSLIE, R.F. & STIRLING, J.A.R. (1993): Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: geochemistry, mineral assemblage and fluid equilibria. *Canadian Mineralogist*. **31**. 821-848.
- EMSLIE, R.F., HAMILTON, M.A. & THÉRIAULT, R.J. (1994): Petrogenesis of Mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*. **102**. 539-558.
- FOLEY, S.F., BARTH, M.G. & JENNER, G.A. (2000): Rutile/melt partition coefficients for trace elements and assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **64**. 933-938.
- FRANCIS, D., SCOWEN, P., PANNETON, G. & DOIG, R. (2000): Contrasting Si-saturation in troctolite-anorthosite intrusions along the Manicouagan corridor of the Abitibi-Grenville transect. *Can. J. Earth Sci.* **37**. 271-289.
- GIROUX, F., CONSTANTIN, M., CLARK, T. (2003): Petrology and metallogeny of the North block of the Ni-Cu-Co Outardes 4 showing (De La Blache mafic plutonic suite, Grenville Province). CIM Annual meeting, Montreal, abstract with program, p. 190.
- GIROUX, F. (2001): Étude pétrographique des unités mafiques à ultramafiques associées à l'anorthosite de De La Blache, Province géologique de Grenville. Rapport de projet de fin d'études (GLG-13202). Université Laval, Québec. 38 p. plus annexes.
- GOBEIL, A., HÉBERT, C., CLARK, T., BEAUMIER, M. & PERREAULT, S. (2002): Géologie de la région du lac De La Blache. *Rapport du Ministère des ressources Naturelles du Québec*. RG 2002-01.
- GOWER, C.F. & KROGH, T.E. (2002): A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Can. J. Earth Sci.* **39**. 795-829.
- GRANGE, M. (2003): Étude pétrographique de l'unité bréchique de Suite Plutonique de De La Blache, Province de Grenville. Rapport de projet de fin d'études (GLG-13202). Université Laval, Québec. 46 p. plus annexes.
- GRASSINEAU, N.V., MATTEY, D.P. & LOWRY, D. (2001). Sulfur Isotope Analysis of Sulfide and Sulfate Minerals by Continuous Flow-Isotope Ratio Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*. **73**. 220-225.
- HASIK, V. (1998): Exploration report, Outardes-4 South project. *Falconbridge and Natural Resources Ministry of Québec exploration report*. GM 56307.
- HAUGHTON, D.R., ROEDER, P.L. & SKINNER, B.J. (1974): Solubility of sulfur in mafic magmas. *Econ. Geol.* **69**. 451-467.

- HÉBERT, C., CADIEUX, A.-M. & VAN BREEMEN, O. (2005): Temporal evolution and nature of Ti-Fe-P mineralization in the anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suites of the south-central Grenville Province, Saguenay - Lac St. Jean, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **42**. 1865-1880.
- HÉBERT, C. (2004): Histoire tectonomagmatique d'une partie de la région du Saguenay, Québec. Guide d'excursion des Amis du Grenville, 24-26 septembre 2004. 34 p.
- HÉBERT, C. (2001): Géologie de la région de lac Mélonèze. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 2001-02, 25 p.
- HÉBERT, C. (1998): Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 96-08, 32 p.
- HIGGINS, M.D., IDER, M. & VAN BREEMEN, O. (2002): U-Pb ages of plutonism, wollastonite formation, and deformation in the central part of the Lac-Saint-Jean anorthosite suite. *Can. J. Earth Sci.* **39**. 1093-1105.
- HIGGINS, M.D. & VAN BREEMEN, O. (1996): Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac St-Jean region, Grenville province, Canada. *Precambrian Research*. **79**. 327-346.
- HOEFS, J. (1997): Stable Isotope Geochemistry, 4th ed. Springer-Verlag. Berlin. 201 pages
- HUSS, L. (2002): Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-EGP des indices de la région du Lac à Paul, Suite anorthositique de Lac St-Jean. *Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi*. 220 pages.
- KERR, A. (2001): The calculation and use of sulfide metal contents in the study of magmatic ore deposits: a methodological analysis. *Exploration and Mining Geology*. **10**. 289-301.
- KIRKEGAARD, E. (2001): Metallogeny of the Ni-Cu-Co mineralization at the border of the Lac De La Blache anorthosite, Grenville Province. Rapport de projet de fin d'études (GLG-13202). Université Laval, Québec. 24 p.
- KUSHIRO, I. (1980): Viscosity, density, and structure of silicates melts at high pressure, and their petrological application. *In Physics of magmatic processes* (Hargraves RB, ed.). Princeton Univ Press, Princeton, N.J. 93-120.
- KUSHIRO, I. & FUJII, T. (1977): Flotation of plagioclases in magma at high pressures and its bearing on the origin of anorthosite. *Proc. Jpn. Acad. Ser. B*. **53**. 262-266.
- LESHER, C.H. & CAMPBELL, I.H. (1993): Geochemical and fluid dynamic modelling of compositionnal variations in archean komatiite-hosted nickel sulfide ores in western Australia, *Econ. Geol.* **88**. 804-816.
- LI, C., NALDRETT, A.J. & RIPLEY, E.M. (2001): Critical factors for the formation of a nickel-copper deposit in a evolved magma system: lessons from a comparison of the Pants Lake Voisey's Bay sulfide occurrences in Labrador, Canada. *Mineralium Deposita*. **36**. 85-92.
- LI, C. & NALDRETT, A.J. (1997): The Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada: variations of olivine composition related to multiple magma injections and sulfide segregation. *In Mineral deposit: research and exploration where do they meet?* (H. Papunen, ed.). Proc Fourth Biennial SGA Meeting, Turku, Finland, August 1997. Balkema, Rotterdam, The Netherlands. 461-462.
- LOFTUS-HILLS, G. & SOLOMON, M. (1967): Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. *Mineralium Deposita*. **2**. 228-242.
- MACLEAN, W.H. (1969): Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe₃O₄-SiO₂ systems and their application in geology. *Econ. Geol.* **64**. 865-884.

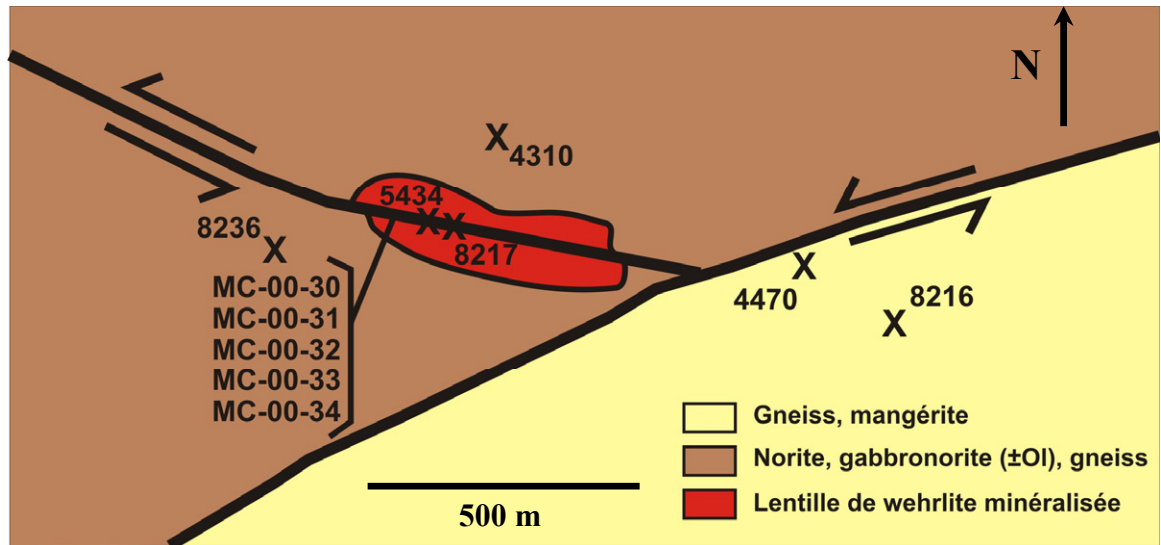
- MAIER, W.D. & BARNES, S.-J. (1999): The origin of Cu sulfide deposits in the Curaçà Valley, Bahia, Brazil: evidence from Cu, Ni, Se and platinum-group elements concentrations. *Econ. Geol.* **94**. 165-183.
- MARTIGNOLE, J. & CALVERT, A.J. (1996): Crustal-scale shortening and extension across the Grenvillian Province of western Québec. *Tectonics*. **15**. 376-386.
- MARTIGNOLE, J., MACHADO, N. & NANTEL, S. (1993): Timing of intrusion and deformation of the Rivière-Pentecôte Anorthosite (Grenville Province). *Journal of Geology*, 101: 652-658.
- McDONOUGH, W.F. (2004): Compositional Models for the Earth's Core. In *Treatise on Geochemistry* (H.D. Holland & K.K. Turekian, eds.), vol. 2: The Mantle and Core (R.W. Carlson, ed.). Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 547-568.
- McINNES, B. I. A., EVANS, N. J., GRÉGOIRE, M., RYAN, C., O'REILLY S. Y. & McCARRON, J. (1998). Characteristics of the mantle source region of the Ladolam gold deposit, Lihir island, Papua New Guinea. Conference abstract, GEMOC, 14th Australian geological convention, Townsville.
- McKENZIE, D. & O'NIONS, R.K. (1991): Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* **32**. 1021-1091.
- MILLER, J.D. & RIPLEY, E.M. (1996): Layered Intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In *Layered Intrusions* (R.G. Cawthorn, ed.). Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 257-301.
- MORSE, S.A. (1968): Layered intrusions and anorthosite genesis. In *Origin of anorthosite and related rocks* (Isachsen, Y.W., ed.). NY State Mus Sci Serv Mem. **18**. 175-187.
- MRNFQ: Fiches de gîtes Examine sur le site internet du Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec. www.mrnf.gouv.qc.ca.
- MÜNKER, C., WÖRNER, G., YOGODZINSKI, G. & CHURIKOVA, T. (2004): Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*. **224**. 275-293.
- NABIL, H., CLARK, T. & BARNES, S.-J. (2004): A Ni-Cu-Co-PGE massive sulfide prospect in a gabbro dike at Lac Volant, eastern Grenville Province, Québec. In *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America* (Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J. & Bartholomew, M.J., eds.). Boulder, Colorado. Geological Society of America Memoir 197. 145-161.
- NABIL, H. (1999): Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac Volant, Région de Sept-Îles, Québec. *Mémoire de maîtrise, Université de Québec à Chicoutimi*. 178 pages.
- NACSN (Commission nord-américaine de la nomenclature stratigraphique, 1986): Code stratigraphique nord-américain. *Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec*. DV 86-02, 74 pages.
- NALDRETT, A.J., ASIF, M., KRSTIC, S. & LI, C. (2000): The composition of mineralization at the Voisey's Bay Ni-Cu sulfide deposit, with special reference to platinum-group elements. *Econ. Geol.* **95**. 845-866.
- NALDRETT, A.J. (1999): World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*. **34**. 227-240.
- NALDRETT, A.J. (2004): Magmatic sulfide deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, Germany. 728 pages.

- PECK, D.C. & KEAYS, R.R. (1990): Insights into the behavior of precious metals in primitive S-undersaturated magmas: Evidence from Heazlewood River Complex, Tasmania. *Canadian Mineralogist*. **28**. 553-577.
- PLANK, T., LANGMUIR, C.H. (1998): The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**. 325-394.
- RIPLEY, E.M., PARK, Y.-R., LI, C. & NALDRETT A.J. (1999): Sulfur and oxygen isotopic evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Lithos*. **47**. 53-68.
- RIPLEY, E.M. & ALAWI, J.A. (1988): Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposits, Duluth Complex, Minnesota, USA. *Lithos*. **21**. 143-159.
- RIPLEY, E.M. (1986): Applications of stable isotope studies to problems of magmatic sulfide ore genesis with special reference to the Duluth Complex, Minnesota. In *Geology and metallogeny of copper deposits* (G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett, J.D. Ridge, R.H. Sillitoe & F.M. Vokes, eds.). Society for Geology Applied to Ore Deposits. Special Publication 4. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, Germany. 25-42.
- RIVERS, T. & CORRIGAN, D. (2000): Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic : tectonic implications. *Can. J. Earth Sci.* **37**. 359-383.
- RIVERS, T. (1997): Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*. **86**. 117-154.
- RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C.F. & DAVIDSON, A. (1989): New tectonic divisions of the Grenville Province, southeastern Canadian shield. *Tectonics*. **8**. 63-84.
- RUDNICK, R.L., GAO, S. (2004): Composition of the continental crust. In *The Crust* (R.L. Rudnick, ed.). Vol. 3, Treatise on Geochemistry (H.D. Holland & K.K. Turekian, eds.). Elsevier Pergamon, Oxford. 1-64.
- RYAN, B., WARDLE, R.J., GOWER, C.F. & NUNN, G.A.G. (1995): Nickel-copper sulfide mineralization in Labrador: the Voisey's Bay discovery and its exploration implications. Current Research, 95-1. Geological Survey, Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador. 177-204.
- SUN, S.S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* **297**. 409-445.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds), Geological Society, London. Special Publication **42**: 313-345.
- TAKAHASHI, E. (1987). Origin of basaltic magmas—implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model. *Bulletin of the Volcanologic Society of Japan*. **30**. 17-40.
- THÉRIAULT, R.D. & BARNES, S.-J. (1998): Compositional variations in the Cu-Ni-PGE sulfides of the Dunka Road deposit, Duluth Complex, Minnesota: The importance of combined assimilation and magmatic processes. *Canadian Mineralogist*. **36**. 869-886.
- VAN KRANENDONK, M. (1996): Tectonic evolution of the Paleo-proterozoic Torngat orogen: evidence from pressure-temperature-time deformation paths in the North River map area. *Tectonics*. **15**. 843-869.
- WASTENEYS, H.A., CLARK, A.H., FARRAR, E. & LANGRIDGE, R.J. (1995): Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: A Laurentia-Gondwana link. *Earth Planet. Sci. Lett.* **132**. 63-73.

- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. (1984): Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. **310**. 575-577.
- WENDLANDT, R.F. (1982): Sulfide saturation of Basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*. **67**. 877-885.
- WHITE, D.J., EASTON, R.M., CULSHAW, N.G., MILKREIT, B., FORSYTH, D.A., CARR, S., GREEN, A.G. & DAVIDSON, A. (1994): Seismic images of the Grenville Orogen in Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **31**. 293-307.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrology*. Chapman and Hall, London, United Kingdom. 466 pages.

Annexes

Annexe 1- Carte schématique du site minéralisé de la Buse. La zone minéralisée est localisée au sein de la lentille de wehrlite, située le long d'une zone de cisaillement.



Annexe 2- Tableau exhaustif des analyses de roches totales d'éléments majeurs et traces des roches provenant des différents indices étudiés.

Prospect	O-4 South	O-4 South	O-4 South	O-4 South	O-4 South	B-E/Doyon	B-E/Doyon	B-E/Doyon
Sample #	8221-E	5389	5381A	5376-A	5379	5432-G2	5432-G3	5430-A1
Rock type	Pl lherz	Pl dun	Harz	Harz	Ol webs	Ol webs	Ol webs	Ol webs
Econ. interest	nil	nil	1-4% SF	10% SF	1-5% SF	~ 5% SF	~ 5% SF	~ 5% SF
SiO ₂	40,46	36,20	40,26	42,43	49,63	43,64	46,90	47,31
TiO ₂	0,49	0,06	0,15	0,21	0,27	0,17	0,17	0,17
Al ₂ O ₃	7,24	3,30	3,33	5,71	6,18	2,96	3,23	4,11
Fe ₂ O _{3t}	13,23	11,40	13,90	12,55	11,27	19,96	18,10	17,16
MnO	0,14	0,13	0,17	0,15	0,17	0,16	0,19	0,17
MgO	26,61	33,60	35,49	28,41	27,58	26,20	27,18	25,72
CaO	5,13	1,31	2,16	4,07	3,82	2,92	2,91	3,64
Na ₂ O	0,87	0,20	0,36	0,58	0,51	0,16	0,11	0,17
K ₂ O	0,27	0,03	0,08	0,06	0,18	0,04	0,02	-0,01
P ₂ O ₅	0,10	<0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,30	0,38	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
S	1,04	0,07	0,29	1,71	0,28	3,61	2,05	1,94
Total	95,88	86,20	96,21	95,91	100,04	99,84	100,87	100,40
LOI	4,80	13,50	4,01	4,40	0,71	2,40	1,52	1,18
Mg#	81,58	86,65	84,90	83,29	84,34	74,29	76,78	76,74
δ ³⁴ S _{CDT}	n/d	7,08	n/d	n/d	5,63	7,20	n/d	7,00
S/Se ratio	4661	n/d	n/d	n/d	n/d	180500	n/d	57059
Ag	0,37	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	< 47	<1	<1	<1	3,00	3,00	<1	<1
Au	0,00	7,00	0,80	3,70	1,60	1,80	1,44	2,74
Ba	48,27	5,46	18,12	18,33	57,84	16,00	n/d	14,00
Bi	n/d	n/d	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	n/d	-0,10
Br	10,59	23,00	6,00	6,00	<1	2,00	2,00	<1
Ca	36715	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Cd	<6,8	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ce	9,96	0,88	2,91	2,80	4,74	3,35	n/d	3,36
Co	137,86	112,00	119,00	86,01	86,00	62,00	110,00	84,00
Cr	2260	n/d	2730	2630	5100	1690	n/d	1900
Cs	0,38	0,10	0,11	0,11	0,23	<1	<1	<1
Cu	n/d	25,00	221,56	1200,00	251,63	213,00	112,00	122,00
Dy	n/d	0,19	0,57	0,84	0,93	0,65	n/d	0,63
Er	n/d	0,13	0,41	0,55	0,69	0,44	n/d	0,46
Eu	0,40	0,06	0,16	0,21	0,22	0,15	n/d	0,16
Ga	n/d	4,00	4,00	5,92	8,00	7,00	6,00	6,00
Gd	n/d	0,17	0,51	0,69	0,78	0,60	n/d	0,57
Ge	n/d	n/d	1,13	0,82	1,39	1,10	n/d	1,60
Fe	92537	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Hf	0,86	<0,1	0,28	0,32	0,42	0,40	n/d	0,30
Hg	<.40	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ho	n/d	0,04	0,13	0,18	0,22	0,14	n/d	0,15
In	n/d	n/d	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	n/d	-0,10
Ir	<.0013	n/d	0,06	0,08	0,12	0,08	0,06	0,06
K	2614	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
La	2,68	0,31	1,16	1,08	2,44	1,23	n/d	1,17
Lu	0,15	0,02	0,06	0,08	0,11	0,07	n/d	0,08
Mo	n/d	n/d	-2,00	-2,00	-2,00	-2,00	n/d	-2,00
Na	6685	0,10	0,44	0,58	0,57	n/d	n/d	n/d
Nb	27,00	0,10	0,44	0,58	0,57	0,40	2,00	0,30
Nd	5,20	0,45	1,77	1,90	2,47	2,08	n/d	2,12
Ni	2199	892	965	3300	961	419	241	232
Os	n/d	n/d	<0,2	<0,3	<1	<0,3	<0,4	<0,4
Pb	n/d	6,00	6,00	3,00	8,00	4,00	3,00	4,00
Pd	n/d	n/d	<3	<3	<10	2,30	<1	2,60
Pr	n/d	0,10	0,38	0,38	0,54	0,45	n/d	0,47
Pt	n/d	n/d	<2	<13	11,12	<1	<1	3,10
Rb	9,35	0,64	2,72	2,26	4,39	2,00	4,00	2,00
Re	n/d	n/d	0,90	6,80	1,30	1,42	0,93	0,73
Rh	n/d	n/d	<0,1	<0,7	<0,4	<0,2	0,16	<0,3
Ru	n/d	n/d	<1	<0,9	<7	<1	<1	<3
Sb	<.038	<0,1	<0,1	<0,1	0,20	0,10	<0,1	<0,1
Sc	23,45	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Se	2,23	<10	<10	<10	<10	0,20	<10	0,34
Sm	1,38	0,14	0,46	0,54	0,66	0,55	n/d	0,50
Sn	n/d	n/d	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	n/d	-1,00
Sr	637	23	33	56	56	<2	7	21
Ta	0,05	<0,3	0,01	0,01	0,02	0,02	n/d	0,01
Tb	0,36	0,03	0,09	0,13	0,15	0,10	n/d	0,10
Th	0,38	<0,05	0,20	0,16	0,26	0,26	n/d	0,16
Tl	n/d	n/d	-0,05	-0,05	0,05	-0,05	n/d	-0,05
Tm	0,20	0,02	0,06	0,08	0,11	0,07	n/d	0,08
U	0,15	0,02	0,06	0,05	0,11	0,12	<0,2	0,05
V	n/d	n/d	65,67	97,01	152,87	151,00	n/d	185,00
W	<.63	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	<10	1,11	3,00	4,68	5,00	3,80	5,00	3,80
Yb	0,91	0,14	0,38	0,51	0,70	0,45	n/d	0,49
Zn	69	51	63	62	60	230	156	206
Zr	36	8	10	10	15	14	17	9

Note: Les analyses pour les oxydes et les éléments traces ont été obtenues à l'aide d'un spectromètre à émission ICP au laboratoire GEOLABS en Ontario. Pour les échantillons 8221-B, 8221C1, 8221-E, 8210-A, 8210-C et 8212-B, les analyses d'éléments traces, à l'exception du Ba, Nb, Ni, Sc, Sr, Y, et Zr ont été effectuées par activation neutronique à l'Université Laval. Les oxydes sont en % poids et les éléments traces sont en ppm, à l'exception de Au, Ir, Os, Pd, Pt, Re, Rh et Ru qui sont en ppb. Abréviations: O-4, Outardes-4; B-E, Boudrias-Est; Harz, harzburgite; Ol GN, gabbro-norite à olivine; Ol webs, webstérite à olivine; Econ, économique; SF, sulfures; Po, pyrrhotite; LOI, loss on ignition; Fe₂O_{3t}, Fe total sous forme Fe₂O₃; n/d, non disponible. Mg#=(100*MgO/40.3)/((MgO/40.3)+(0.9*Fe₂O_{3t}/79.847)).

Annexe 2- Suite

Prospect	B-E/Doyon	Buse	Buse	Buse	Buse	O-4 South	O-4 South	O-4 South
Sample #	8212-B	5434A2	MC-00-33	MC-00-34	8217-A	5385-A	8221-A	5382-C
Rock type	Ol webs	wehrlite	wehrlite	wehrlite	wehrlite	Ol melaN	Ol melaN	Ol melaN
Econ. interest	~ 5%SF	tr à 5%PO	tr à 1%PO	tr à 1%PO	~ 5%SF	1-2% SF	20 %SF	2-3%SF
SiO ₂	45,91	44,50	45,61	41,65	41,55	43,72	43,80	46,80
TiO ₂	0,19	0,29	0,26	0,19	0,19	0,19	0,18	0,55
Al ₂ O ₃	4,14	4,46	4,53	3,00	3,03	8,01	10,37	7,30
Fe ₂ O _{3t}	17,33	15,30	13,45	15,19	14,33	10,74	12,34	12,70
MnO	0,16	0,20	0,18	0,19	0,17	0,14	0,13	0,18
MgO	25,50	27,30	25,48	31,67	32,43	24,71	22,78	25,70
CaO	3,55	6,50	8,11	4,78	5,41	6,09	6,97	3,84
Na ₂ O	0,16	0,28	0,39	0,52	0,17	0,77	0,76	0,78
K ₂ O	0,06	0,28	0,06	0,32	0,23	0,13	0,27	0,26
P ₂ O ₅	0,08	0,01	0,03	0,02	0,22	0,02	0,07	<0.01
Cr ₂ O ₃	0,21	0,34	n/d	n/d	0,46	n/d	0,03	0,32
S	3,20	0,13	~ 0.3	~ 0.3	0,21	0,26	2,49	0,07
Total	100,49	98,22	98,10	97,53	98,40	94,92	100,19	98,50
LOI	2,40	0,36	1,32	1,39	1,20	4,20	1,90	1,66
Mg#	76,41	79,71	80,66	82,11	83,28	83,51	80,25	81,67
δ ³⁴ S _{CDT}	n/d	2,40	n/d	n/d	n/d	3,87	n/d	n/d
S/Se ratio	n/d	n/d	n/d	n/d	5019	n/d	6895	n/d
Ag	0,77	<0.5	-0,50	-0,50	<.47	<0.5	<.72	<0.5
As	1,81	<1	-5,00	-5,00	0,63	<1	0,99	<1
Au	<.0024	0,61	n/d	n/d	0,00	1,80	0,00	0,70
Ba	<26	63,00	43,00	31,00	38,19	29,00	29,32	56,78
Bi	n/d	-0,40	-0,10	-0,10	n/d	0,10	n/d	-0,40
Br	<.22	<1	n/d	n/d	0,62	8,00	0,71	3,00
Ca	17093	n/d	n/d	n/d	23929	n/d	30387	n/d
Cd	<4.0	n/d	n/d	n/d	<5.9	n/d	<.77	n/d
Ce	5,79	10,38	9,71	5,93	19,71	3,30	4,08	7,89
Co	173,21	96,00	118,55	147,17	132,66	89,00	129,03	81,00
Cr	1571	2450	2490	3340	3443	2700	234	2280
Cs	<.19	<1	0,20	0,28	<.11	0,30	0,11	<1
Cu	n/d	46,00	52,49	173,40	n/d	247,00	n/d	62,00
Dy	n/d	1,85	2,29	1,13	n/d	0,87	n/d	1,95
Er	n/d	1,14	1,37	0,68	n/d	0,55	n/d	1,30
Eu	0,16	0,39	0,36	0,22	0,24	0,21	0,21	0,50
Ga	n/d	7,00	5,62	4,75	n/d	7,00	n/d	9,00
Gd	n/d	1,82	2,10	1,06	n/d	0,72	n/d	1,81
Ge	n/d	1,38	1,33	1,23	n/d	1,20	n/d	1,51
Fe	133536	n/d	n/d	n/d	104014	n/d	86034	n/d
Hf	0,41	0,78	0,65	0,44	0,38	0,40	0,32	0,81
Hg	<.37	n/d	n/d	n/d	<.37	n/d	<.062	n/d
Ho	n/d	0,38	0,47	0,23	n/d	0,18	n/d	0,43
In	n/d	-0,20	-0,10	-0,10	n/d	-0,10	n/d	-0,20
Ir	<.0030	0,04	n/d	n/d	<.0021	0,04	<.0022	0,01
K	<1900	n/d	n/d	n/d	<2400	n/d	2349	n/d
La	1,17	3,94	3,45	2,29	5,58	1,34	1,21	2,90
Lu	0,07	0,14	0,17	0,09	0,15	0,08	0,09	0,18
Mo	n/d	-2,00	-2,00	-2,00	n/d	0,40	n/d	-2,00
Na	1368	n/d	n/d	n/d	1237	0,40	5691	1,25
Nb	34,00	1,31	1,11	0,91	<10	0,40	27,00	1,25
Nd	2,66	6,33	6,41	3,47	9,95	2,06	2,52	5,46
Ni	395	413	410	705	695	1200	2293	633
Os	n/d	<0.5	n/d	n/d	n/d	<0.2	n/d	<0.3
Pb	n/d	5,00	n/d	n/d	n/d	6,00	n/d	5,00
Pd	n/d	2,60	n/d	n/d	n/d	<3	n/d	2,10
Pr	n/d	1,38	1,34	0,75	n/d	0,43	n/d	1,09
Pt	n/d	4,00	n/d	n/d	n/d	3,41	n/d	2,11
Rb	5,42	10,05	8,85	7,93	10,10	5,00	7,43	7,88
Re	n/d	<0.24	n/d	n/d	n/d	1,19	n/d	0,25
Rh	n/d	<0.08	n/d	n/d	n/d	<0.2	n/d	0,20
Ru	n/d	<2	n/d	n/d	n/d	<3	n/d	<0.9
Sb	0,05	<0.1	-0,20	-0,20	<0.044	<0.1	0,12	<0.1
Sc	40,20	n/d	32,00	21,00	26,39	n/d	21,97	n/d
Se	<1.3	<0.1	n/d	n/d	0,42	<10	3,61	<10
Sm	0,50	1,69	1,81	0,94	2,30	0,61	0,66	1,55
Sn	n/d	-1,00	-1,00	-1,00	n/d	-1,00	n/d	-1,00
Sr	230	54	70	39	141	86	276	83
Ta	<.037	-0,10	0,03	0,05	<.026	0,02	<.041	-0,10
Tb	<.092	0,31	0,37	0,19	0,43	0,13	0,11	0,32
Th	0,18	0,59	0,65	0,52	0,54	0,30	0,26	0,53
Tl	n/d	-0,10	0,30	0,07	n/d	0,08	n/d	0,27
Tm	0,30	0,17	0,21	0,10	0,26	0,09	0,14	0,20
U	0,29	0,15	0,17	0,25	0,22	0,10	0,08	0,20
V	n/d	115,96	115,38	91,29	n/d	93,00	n/d	156,07
W	0,92	<1	-0,50	-0,50	2,74	<1	0,49	<1
Y	<10	10,41	12,69	5,00	14,00	5,00	<10	11,39
Yb	0,43	1,01	1,17	0,57	0,99	0,51	0,52	1,19
Zn	413	70	107	104	149	55	250	64
Zr	30	26	13	5	10	14	17	25

Annexe 2- Suite

Prospect	O-4 South	O-4 South	O-4 South	O-4 South	Thibault	Thibault	Thibault	Thibault
Sample #	5383-A	MC-00-09	5377-C	5377-A	5404-B	5404-C	5418-B2	5418-B5
Rock type	Ol melaN	Ol melaN	Ol GN	Ol GN	Ol GN	Ol GN	Troctolite	LeucoT
Econ. interest	2-3% SF	2-3% SF	nil	15% SF	2-5% SF	2-3% SF	10% SF	5-8% SF
SiO ₂	46,60	37,85	50,40	45,70	46,22	45,00	43,70	43,56
TiO ₂	0,24	n/d	0,32	0,34	0,08	0,10	0,06	0,18
Al ₂ O ₃	10,10	6,09	11,60	9,28	23,87	15,30	17,50	16,43
Fe ₂ O ₃ t	11,10	12,58	9,22	14,50	6,61	9,92	10,70	10,72
MnO	0,16	0,14	0,15	0,15	0,07	0,14	0,11	0,12
MgO	21,30	29,49	18,80	20,70	9,01	19,20	17,40	16,33
CaO	7,27	2,11	7,97	5,96	11,77	8,76	8,66	8,87
Na ₂ O	1,00	0,45	0,87	0,62	1,64	0,99	1,25	1,37
K ₂ O	0,12	0,08	0,16	0,17	0,12	0,06	0,06	0,01
P ₂ O ₅	<0,01	0,03	<0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,06	n/d	0,42	0,32	n/d	0,12	0,02	n/d
S	0,40	~ 0,3	0,17	2,24	0,59	0,17	1,05	1,52
Total	98,35	88,82	99,25	99,99	100,00	99,77	100,52	99,12
LOI	1,45	11,37	0,36	1,80	0,97	0,59	0,71	1,51
Mg#	80,86	83,77	81,78	75,86	75,00	80,99	78,17	77,02
δ ³⁴ S _{CDT}	5,10	n/d	n/d	12,40	n/d	1,40	1,50	2,98
S/Se ratio	10000	n/d	n/d	n/d	n/d	5667	80769	n/d
Ag	<0,5	-0,50	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<1	-5,00	<1	2,00	<1	<1	<1	<1
Au	0,70	n/d	6,00	3,30	3,00	1,70	7,00	6,00
Ba	30,00	22,00	n/d	35,02	n/d	n/d	24,00	n/d
Bi	-0,10	-0,10	n/d	-0,40	n/d	n/d	-0,10	n/d
Br	<1	n/d	<1	<1	<1	<1	<1	1,00
Ca	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Cd	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ce	3,01	16,48	n/d	6,12	n/d	n/d	1,14	n/d
Co	72,00	115,96	54,00	110,92	49,00	57,00	82,00	100,00
Cr	387	2570	n/d	2300	n/d	n/d	170	n/d
Cs	0,20	0,40	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cu	269,00	231,28	150,00	1400,00	571,00	156,00	989,00	1200,00
Dy	0,97	0,80	n/d	1,50	n/d	n/d	0,20	n/d
Er	0,64	0,51	n/d	1,01	n/d	n/d	0,13	n/d
Eu	0,27	0,45	n/d	0,37	n/d	n/d	0,21	n/d
Ga	9,00	5,99	10,00	8,72	16,00	10,00	10,00	11,00
Gd	0,82	1,04	n/d	1,33	n/d	n/d	0,19	n/d
Ge	1,20	0,87	n/d	-1,00	n/d	n/d	0,80	n/d
Fe	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Hf	0,40	0,42	n/d	0,64	n/d	n/d	-0,10	n/d
Hg	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ho	0,22	0,17	n/d	0,33	n/d	n/d	0,04	n/d
In	-0,10	-0,10	n/d	-0,20	n/d	n/d	-0,10	n/d
Ir	0,04	n/d	n/d	0,07	0,44	0,03	0,09	0,24
K	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
La	1,20	5,71	n/d	2,32	n/d	n/d	0,48	n/d
Lu	0,09	0,07	n/d	0,13	n/d	n/d	0,02	n/d
Mo	-2,00	-2,00	n/d	-2,00	n/d	n/d	-2,00	n/d
Na	0,40	0,86	<2	1,04	n/d	n/d	n/d	n/d
Nb	0,40	0,86	<2	1,04	2,00	<2	2,00	<2
Nd	1,97	7,98	n/d	3,94	n/d	n/d	0,68	n/d
Ni	821	901	398	2600	665	429	1500	1700
Os	<0,2	n/d	n/d	<0,3	<0,4	<0,3	<0,4	<0,3
Pb	6,00	n/d	4,00	5,00	3,00	3,00	4,00	6,00
Pd	<2	n/d	n/d	<3	1,50	<3	1,80	6,10
Pr	0,40	1,90	n/d	0,83	n/d	n/d	0,14	n/d
Pt	<0,9	n/d	n/d	1,77	<1	<0,9	<2	6,50
Rb	4,00	6,69	6,00	3,82	<3	5,00	<3	4,00
Re	0,95	n/d	n/d	4,20	2,02	0,60	3,25	4,21
Rh	<0,1	n/d	n/d	0,14	<0,1	0,29	<0,3	<0,8
Ru	<0,7	n/d	n/d	<2	<2	<2	<2	1,30
Sb	0,10	-0,20	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	n/d	14,00	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Se	0,40	n/d	<10	<0,1	<10	0,30	0,13	<10
Sm	0,62	1,08	n/d	1,13	n/d	n/d	0,18	n/d
Sn	-1,00	-1,00	n/d	-1,00	n/d	n/d	-1,00	n/d
Sr	108	39	144	110	300	176	238	231
Ta	0,02	0,02	n/d	-0,10	n/d	n/d	-0,01	n/d
Tb	0,15	0,13	n/d	0,25	n/d	n/d	0,03	n/d
Th	0,21	0,25	<10	0,24	n/d	n/d	-0,05	n/d
Tl	0,07	0,26	n/d	-0,10	n/d	n/d	0,43	n/d
Tm	0,10	0,08	n/d	0,15	n/d	n/d	0,02	n/d
U	0,08	0,08	0,20	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
V	109,00	70,00	n/d	128,65	n/d	n/d	19,00	n/d
W	<1	-0,50	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	5,90	5,00	8,00	8,78	4,00	<3	1,10	4,00
Yb	0,63	0,46	n/d	0,95	n/d	n/d	0,11	n/d
Zn	50	837	45	84	27	29	26	40
Zr	14	14	21	23	8	8	2	13

Annexe 2- Suite

Prospect Sample # Rock type Econ. interest	Thibault 8210-A LeucoT ~ 5% SF	O-4 South 5382-A Norite 5-10% SF	O-4 South 5382-B Norite 20% SF	O-4 South 5374A Norite nil	Thibault 5404-A Norite 3-5% SF	Thibault 8210-C Norite ~ 2% SF	O-4 South 5386-A4 GN SF tr	O-4 South 8221-C1 GN nil	O-4 South 8221-B GN nil
SiO ₂	47,33	49,61	25,21	62,40	50,70	48,22	52,20	49,20	47,23
TiO ₂	0,24	0,29	0,14	0,57	0,17	0,14	0,36	0,52	0,72
Al ₂ O ₃	18,38	16,86	7,59	17,80	9,44	12,27	15,90	14,80	11,22
Fe ₂ O ₃ t	8,41	10,50	42,48	6,40	13,20	10,69	8,19	9,97	11,09
MnO	0,09	0,11	0,08	0,11	0,20	0,15	0,13	0,15	0,14
MgO	11,31	11,25	5,49	2,42	20,20	18,61	9,91	11,57	20,61
CaO	9,23	8,87	2,69	6,04	5,12	6,62	10,60	11,69	5,25
Na ₂ O	1,65	1,46	1,04	3,66	0,67	0,90	1,99	0,68	0,46
K ₂ O	0,10	0,26	0,13	0,86	0,06	0,04	0,31	0,11	1,29
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,04	0,16	<0,01	0,04	<0,01	0,06	0,09
Cr ₂ O ₃	0,07	n/d	n/d	0,01	0,03	0,03	0,08	0,10	0,03
S	0,32	1,76	19,40	<0,01	1,22	1,21	0,06	0,45	0,14
Total	97,20	101,01	104,27	99,89	101,01	98,92	99,03	99,30	98,27
LOI	2,50	0,93	10,52	0,06	0,57	2,10	0,40	1,10	1,70
Mg#	74,75	70,23	22,13	45,42	77,11	79,31	72,71	71,87	80,36
δ ³⁴ S _{CDT}	n/d	20,30	20,10	n/d	6,10	n/d	15,40	n/d	n/d
S/Se ratio	2696	58667	n/d	n/d	32105	21798	n/d	n/d	n/d
Ag	<44	<0,5	3,50	<0,5	<0,5	<55	<0,5	<92	<91
As	0,76	<1	2,00	<1	<1	<25	<1	1,04	0,18
Au	0,00	2,10	6,10	<5	1,90	0,00	<5	0,00	<0,008
Ba	35,31	51,55	n/d	276,36	15,00	<30	108,36	53,83	360,15
Bi	n/d	-0,10	n/d	n/d	-0,10	n/d	n/d	n/d	n/d
Br	0,55	<1	<1	<1	<1	<21	<1	0,40	0,85
Ca	44711	n/d	n/d	n/d	n/d	39737	n/d	82118	32107
Cd	<2,6	n/d	n/d	n/d	n/d	<2,1	n/d	<1,4	<8,4
Ce	4,05	6,51	n/d	33,09	1,01	<3,3	21,82	16,21	11,54
Co	55,68	49,54	734,00	13,00	85,00	108,07	35,00	47,33	82,70
Cr	525	351	n/d	n/d	237	227	n/d	691	234
Cs	<16	0,27	<1	0,77	<1	<12	0,21	<22	0,87
Cu	n/d	774,00	13800,00	<1	119,00	n/d	28,00	n/d	n/d
Dy	n/d	1,22	n/d	1,79	0,36	n/d	4,63	n/d	n/d
Er	n/d	0,80	n/d	0,98	0,30	n/d	2,84	n/d	n/d
Eu	0,29	0,41	n/d	1,40	0,12	0,11	0,75	0,55	0,66
Ga	n/d	14,00	12,00	19,00	10,00	n/d	16,00	n/d	n/d
Gd	n/d	1,07	n/d	3,01	0,23	n/d	4,71	n/d	n/d
Ge	n/d	1,04	n/d	n/d	1,00	n/d	n/d	n/d	n/d
Fe	56303	n/d	n/d	n/d	n/d	75397	n/d	68766	75762
Hf	0,38	0,67	n/d	2,14	-0,10	0,10	1,19	0,75	1,48
Hg	<19	n/d	n/d	n/d	n/d	<42	n/d	<19	<0,75
Ho	n/d	0,26	n/d	0,35	0,09	n/d	0,98	n/d	n/d
In	n/d	-0,10	n/d	n/d	-0,10	n/d	n/d	n/d	n/d
Ir	<0,0037	0,05	0,29	n/d	0,05	<0,0035	n/d	0,00	0,00
K	1495	n/d	n/d	n/d	n/d	1174	n/d	854	8998
La	1,59	2,74	n/d	17,19	0,42	0,23	8,70	6,58	5,28
Lu	0,09	0,12	n/d	0,17	0,06	0,07	0,40	0,32	0,23
Mo	n/d	-2,00	n/d	n/d	-2,00	n/d	n/d	n/d	n/d
Na	12529	0,73	3,00	4,00	n/d	6783	1,50	5338	3360
Nb	<10	0,73	3,00	4,00	0,70	23,00	1,50	33,00	24,00
Nd	3,20	3,64	n/d	15,80	0,56	<13	14,63	11,53	7,11
Ni	428	1100	12800	9	110	162	126	123	470
Os	n/d	<0,2	<0,5	n/d	<0,4	n/d	n/d	n/d	n/d
Pb	n/d	6,00	4,00	7,00	5,00	n/d	5,00	n/d	n/d
Pd	n/d	<3	10,00	n/d	1,60	n/d	n/d	n/d	n/d
Pr	n/d	0,84	n/d	4,03	0,13	n/d	3,26	n/d	n/d
Pt	n/d	<2	<3	n/d	<0,8	n/d	n/d	n/d	n/d
Rb	3,62	6,87	9,00	15,00	2,00	6,49	5,09	4,89	30,94
Re	n/d	1,40	16,80	n/d	0,89	n/d	n/d	n/d	n/d
Rh	n/d	0,18	<0,9	n/d	<0,2	n/d	n/d	n/d	n/d
Ru	n/d	<0,9	3,70	n/d	<1	n/d	n/d	n/d	n/d
Sb	0,06	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,04	<0,1	0,24	<0,23
Sc	21,10	n/d	n/d	n/d	n/d	31,00	n/d	41,99	25,89
Se	1,19	0,30	<0,1	<10	0,38	0,56	<10	<52	<63
Sm	0,56	1,00	n/d	2,89	0,18	0,14	4,06	2,90	1,94
Sn	n/d	-1,00	n/d	n/d	-1,00	n/d	n/d	n/d	n/d
Sr	248	206	58	450	134	95	198	83	326
Ta	0,04	0,04	n/d	<0,3	0,05	<0,37	<0,3	0,12	0,09
Tb	0,06	0,19	n/d	0,43	0,05	<0,083	0,78	0,57	0,39
Th	0,14	0,35	n/d	2,91	0,10	0,05	0,57	0,26	1,17
Tl	n/d	0,13	n/d	n/d	-0,05	n/d	n/d	n/d	n/d
Tm	0,11	0,12	n/d	0,15	0,06	<16	0,42	0,38	0,26
U	<10	0,14	<0,2	1,00	0,05	<14	0,27	0,12	0,56
V	n/d	135,63	n/d	n/d	152,00	n/d	n/d	n/d	n/d
W	<57	<1	<1	<1	<1	<1,5	<1	1,10	0,41
Y	<10	7,00	8,00	9,83	2,60	<10	25,00	22,00	17,00
Yb	0,54	0,74	n/d	1,03	0,36	0,26	2,58	1,97	1,39
Zn	36	53	64	91	56	57	57	140	90
Zr	19	20	30	72	3	13	40	29	52

Annexe 3- Analyses de roches totales d'éléments majeurs et traces de roches encaissantes et des standards d'analyse.

Prospect Sample # Rock type	Thibault 8229 An with LT incl.	B-E/Doyon 8211-A Gneiss	B-E/Doyon 8214 Gneiss	Buse 8217-B Gneiss	Buse 8236 Gneiss	Hulot Complex 3271A Gneiss	Hulot Complex 2030A Gneiss	Hulot Complex 00-5157A Paragneiss	Hulot Complex 00-5364C Paragneiss
SiO ₂	49,94	56,48	49,85	51,74	48,42	65,90	63,80	71,30	57,72
TiO ₂	0,71	1,04	1,47	0,56	1,32	0,49	0,59	0,62	1,15
Al ₂ O ₃	28,76	17,09	15,85	18,77	15,95	16,60	16,20	14,41	15,17
Fe ₂ O _{3t}	2,01	8,46	11,69	11,50	12,02	4,25	5,66	5,15	10,04
MnO	0,02	0,11	0,16	0,11	0,17	0,08	0,10	0,03	0,18
MgO	0,77	5,20	7,25	6,04	8,54	1,62	2,54	1,72	4,13
CaO	13,71	7,61	9,58	3,88	10,20	4,05	4,84	0,46	4,40
Na ₂ O	2,94	2,11	2,66	2,76	2,31	4,41	3,70	1,20	3,82
K ₂ O	0,23	0,44	0,57	3,28	0,45	2,31	2,33	4,05	2,54
P ₂ O ₅	<0,1	0,26	0,36	0,03	0,19	0,11	0,11	0,05	0,40
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,03	0,03	0,02	<0,01	<0,01	n/d	n/d
S	0,01	0,04	0,13	0,13	0,10	n/d	n/d	0,20	0,05
Total	99,10	98,84	99,60	98,83	99,69	99,82	99,87	99,19	99,60
LOI	0,90	0,95	0,40	0,40	0,30	0,46	0,38	1,34	0,89
Mg#	45,75	57,52	57,72	53,62	61,00	45,63	49,70	42,37	47,52
σ ⁻ S _{CDT}	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	31,6; 33,1	2,80
S/Se ratio	n/d	n/d	n/d	1399	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ag	0,36	1,17	2,23	1,97	2,40	<2	<2	n/d	<0,5
As	0,21	<0,16	0,31	0,66	<0,47	<0,5	<0,5	n/d	2,00
Au	<0,0003	<0,0009	<0,0006	0,00	<0,0017	2,00	<2	n/d	<5
Ba	78,87	425,73	271,35	713,46	135,67	330,00	850,00	n/d	n/d
Bi	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Br	0,30	0,10	<0,11	0,76	0,29	<0,5	<0,5	n/d	<1
Ca	105885	60312	45574	24656	75863	n/d	n/d	n/d	n/d
Cd	<0,64	<1,7	<2,0	<2,4	<6,6	n/d	n/d	n/d	n/d
Ce	4,00	24,14	37,79	38,71	15,89	32,52	50,01	n/d	n/d
Co	5,34	23,04	41,96	42,61	53,81	9,00	14,00	n/d	17,00
Cr	24	146	203	162	101	<20	24	n/d	n/d
Cs	0,53	0,11	<0,17	0,36	0,17	2,21	0,42	n/d	9,00
Cu	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	8,00
Dy	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	4,07	4,33	n/d	n/d
Er	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	2,53	2,65	n/d	n/d
Eu	0,44	1,46	1,71	2,01	1,12	0,95	1,24	n/d	n/d
Ga	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	20,00	20,00	n/d	n/d
Gd	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	4,02	4,85	n/d	n/d
Ge	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Fe	13084	56189	81994	75987	82987	n/d	n/d	n/d	n/d
Hf	0,43	3,56	2,84	6,76	2,15	3,41	4,11	n/d	n/d
Hg	<0,064	<0,27	0,20	<0,17	<0,26	n/d	n/d	n/d	n/d
Ho	0,09	0,47	1,04	0,33	0,71	0,88	0,92	n/d	n/d
In	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ir	<0,0008	<0,0013	<0,0022	<0,0026	<0,0024	<50	<50	n/d	n/d
K	1098	3383	4599	21091	3781	n/d	n/d	n/d	n/d
La	1,98	11,42	17,71	23,69	6,97	16,33	22,04	n/d	n/d
Lu	0,03	0,16	0,49	0,37	0,31	0,35	0,40	n/d	n/d
Mo	<0,073	<0,35	<0,36	<0,35	<0,78	<1	<1	n/d	n/d
Na	22435	17033	21060	20617	17528	n/d	n/d	n/d	n/d
Nb	<10	<10	38,00	14,00	31,00	6,81	7,58	n/d	n/d
Nd	2,12	14,70	23,99	13,20	11,79	19,02	29,54	n/d	n/d
Ni	12,50	19,57	51,10	66,96	105,50	<100	<100	n/d	4,00
Os	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Pb	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	12,00
Pd	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Pr	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	4,55	7,10	n/d	n/d
Pt	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Rb	5,41	4,82	6,67	54,46	8,62	75,36	48,30	n/d	n/d
Re	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Rh	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ru	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Sb	0,05	<0,019	0,04	0,05	<0,063	<0,1	<0,1	n/d	0,60
Sc	3,79	28,11	33,08	21,46	35,16	9,10	16,00	n/d	n/d
Se	<0,10	<0,19	<0,70	0,93	<0,23	<5	<5	<0,1	<0,1
Sm	0,53	3,96	5,77	2,53	3,34	4,44	6,19	n/d	n/d
Sn	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Sr	423	452	351	262	246	524	496	n/d	n/d
Ta	0,08	0,10	0,25	0,10	0,15	0,50	<0,3	n/d	n/d
Tb	0,09	0,54	0,99	0,28	0,67	0,65	0,72	n/d	n/d
Th	0,07	<0,034	0,48	0,98	0,37	4,66	0,49	n/d	n/d
Tl	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Tm	0,06	0,31	0,56	0,27	0,47	0,38	0,40	n/d	n/d
U	0,11	0,10	0,18	0,41	<0,16	0,48	0,19	n/d	1,50
V	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
W	0,21	<0,65	1,31	0,54	<1,5	<1	<1	n/d	2,00
Y	<10	15,00	36,00	10,00	27,00	24,05	28,40	n/d	n/d
Yb	0,25	1,32	3,40	2,24	2,23	2,28	2,55	n/d	n/d
Zn	12	155	110	173	93	n/d	n/d	n/d	126
Zr	13	172	92	227	78	116	130	n/d	n/d

Note: Pour les échantillons 8229, 8211-A, 8214, 8217-B, 8236, 04ULAV196 et 04ULAV203, les analyses d'oxydes ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre à émission ICP par les laboratoires ACME à Vancouver et les analyses d'éléments traces, sauf pour le Ba, Nb, Ni, Sc, Sr, Y, et Zr ont été réalisées à l'Université Laval par activation neutronique (AN), suivant la méthode de Constantin (2006). Pour les autres échantillons, tous les analyses ont été effectuées par spectrométrie à émission ICP au laboratoire GEOLABS en Ontario. CVT-1 est un standard interne de cendre volante de Trenton. SO-17/CSB est un étalon interne des laboratoires ACME. CVT-1* représente les valeurs recommandées pour l'étalon CVT-1 déterminées par AN (n=27) par Constantin (2006). CVT-1** est la moyenne d'autres analyses (n=1 à n=14) de CVT-1 par différentes méthodes (XRF, ICP-AES, ICP-MS). Les valeurs en italique sont considérées comme suspectes ou imprécises. Abréviations: An, anorthosite; LT incl., inclusions de leucotroctolite; STD, standard; UL, Université Laval; AL, Laboratoires ACME. Pour plus de détails, se référer à l'annexe 2.

Annexe 3- Suite

Prospect Sample # Rock type	STD, UL CVT-1 04ULAV196	STD, UL CVT-1 04ULAV203	CVT-1* valeurs recommandées	CVT-1** valeurs moy. d'autres analyses	STD, AL SO-17/CSB Unknown
SiO ₂	48,15	47,27	n/d	47,36	61,61
TiO ₂	0,82	0,84	n/d	0,80	0,60
Al ₂ O ₃	23,95	24,19	n/d	24,31	13,83
Fe ₂ O _{3t}	18,27	18,30	18,17	18,35	5,91
MnO	0,08	0,07	n/d	0,08	0,52
MgO	1,28	1,31	n/d	1,23	2,38
CaO	2,72	2,79	2,09	2,65	4,69
Na ₂ O	0,54	0,56	0,57	0,56	4,10
K ₂ O	2,66	2,58	2,66	2,71	1,42
P ₂ O ₅	0,21	0,20	n/d	0,20	0,98
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	n/d	n/d	0,43
S	0,27	0,28	n/d	0,26	5,42
Total	98,98	98,42	n/d	99,94	101,89
LOI	1,00	1,50	n/d	1,42	3,40
Mg#	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
δ ³⁴ S _{CDT}	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
S/Se ratio	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ag	0,48	0,38	0,55	0,30	n/d
As	316,75	310,53	321,24	320,90	n/d
Au	0,01	0,02	0,0155	0,0088	n/d
Ba	812,28	816,53	839,22	848,35	389,00
Bi	n/d	n/d	n/d	1,60	n/d
Br	0,78	0,73	1,32	2,20	n/d
Ca	11465	12481	n/d	n/d	n/d
Cd	<2,8	<7,2	1,89	1,15	n/d
Ce	92,97	91,19	93,71	95,57	n/d
Co	38,53	38,30	39,39	42,43	n/d
Cr	207	200	208,63	190,06	n/d
Cs	15,56	15,70	15,85	15,45	n/d
Cu	n/d	n/d	n/d	75,53	n/d
Dy	n/d	n/d	n/d	7,41	n/d
Er	n/d	n/d	n/d	4,17	n/d
Eu	1,76	1,76	1,90	1,96	n/d
Ga	n/d	n/d	n/d	37,93	n/d
Gd	n/d	n/d	n/d	8,02	n/d
Ge	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Fe	126068	124774	n/d	n/d	n/d
Hf	5,07	5,05	5,23	5,10	n/d
Hg	<.33	<.22	n/d	0,05	n/d
Ho	n/d	n/d	n/d	1,41	n/d
In	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ir	<.0016	<.0024	0,00	n/d	n/d
K	23762	20663	n/d	n/d	n/d
La	48,24	47,78	49,02	54,48	n/d
Lu	0,56	0,54	0,56	0,60	n/d
Mo	n/d	n/d	n/d	23,15	n/d
Na	4195	4168	n/d	n/d	n/d
Nb	65,00	54,00	n/d	27,48	95,00
Nd	40,07	38,16	42,41	46,58	n/d
Ni	87,39	86,95	102,28	112,01	48,00
Os	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Pb	n/d	n/d	n/d	139,88	n/d
Pd	n/d	n/d	n/d	0,0018	n/d
Pr	n/d	n/d	n/d	11,84	n/d
Pt	n/d	n/d	n/d	1,05	n/d
Rb	173,42	176,44	177,30	168,05	n/d
Re	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Rh	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Ru	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
Sb	6,94	7,68	7,78	4,75	n/d
Sc	23,70	23,31	23,97	23,70	24,00
Se	3,30	3,32	3,92	3,70	n/d
Sm	8,04	7,95	8,16	9,21	n/d
Sn	n/d	n/d	n/d	4,00	n/d
Sr	501	511	530,90	499,45	312
Ta	1,01	1,01	1,10	1,18	n/d
Tb	1,12	1,17	1,21	1,30	n/d
Th	14,52	14,63	14,98	15,55	n/d
Tl	n/d	n/d	n/d	2,03	n/d
Tm	0,64	0,63	0,51	0,59	n/d
U	4,32	4,37	4,50	4,54	n/d
V	n/d	n/d	n/d	200,57	n/d
W	4,44	3,15	3,99	2,57	n/d
Y	42,00	37,00	n/d	40,61	25,00
Yb	3,38	3,29	3,56	3,90	n/d
Zn	443	440	445,41	379,37	n/d
Zr	182	184	n/d	n/d	346

Annexe 4- Tableau résumant les descriptions des lames minces provenant de l'indice Outardes-4 Sud.

Lithologie	No. échant.	Granulométrie	Texture	Sulfures	Minéralogie		Altération
					Phases	% Commentaires	
Lherz	8221-E (Pl lherz), 8121	moyen	orthocumulat	traces	Ol	41 cumulat	serpentn. 20%
					Cpx	31 interstitiel	
					Opx	20 cumulat	
					Pl	5 cumulat, altéré	
					Tlc	3 secondaire, interstitiel	
Pl dun	5389	moyen	orthocumulat	2% sulfures en gouttes	Ol	84 cumulat	serpentn. 80%
					Opx	5 cumulat, interstitiel, cour. autour Ol	
					Pl	5 cumulat, très altéré	
					Spl	3 disséminé	
					Tlc	3 secondaire, interstitiel	
Harz	5381-A, 5376-A	fin à moyen	orthocumulat	5-10% sulfures en gouttes, en filet	Ol	40 cumulat	serpentn. 20%
					Opx	45 cumulat, cour. autour Ol	
					Cpx	10 exsol. dans Opx	
					Spl	3 disséminé	
					Tlc	2 secondaire	
Ol webs	5379	fin à moyen	orthocumulat, poecilitique	traces	Opx	47 cumulat	serpentn. 5%, amphltn. 10%
					Cpx	31 interstitiel, poec. contenant Ol	
					Ol	11 cumulat	
					Pl	11 interstitiel, très altéré	
Ol melaN	5385-A, 8221-A, 5382-C, 5383-A, MC-00-09	fin à moyen	orthocumulat, granulaire	1-20% sulfures en gouttes, en filet	Ol	15 cumulat	serpentn. 5%, amphltn. 15%
					Opx	43 cumulat, interstitiel	
					Pl	20 interstitiel, très altéré	
					Cpx	20 interstitiel, exsol. dans Opx	
					Tlc	2 secondaire	
Ol GN	5377-A, 5377-C	fin à grossier	orthocumulat, porphyroblastique	5% sulfures en gouttes, en filet	Pl	25 interstitiel	serpentn. 7%, amphltn. 10%
					Ol	10 cumulat	
					Opx	35 cumulat, interstitiel, cour. autour Ol	
					Cpx	25 interstitiel, exsol. dans Opx	
					Spl	3 disséminé	
					Hbl	2 pseudomorphe des Px	
Norite	5382-A, 5382-B, 5374-A	fin à grossier	intergranulaire, hétérogranulaire, porphyroblastique, cumulat	5-20% sulfures en gouttes, en filet, matriciels (5382-B). LR: 10% Ccp, 90% Po	Pl	50 cumulat, altéré	amphltn. 5%
					Opx	35 cumulat	
					Bt	10 secondaire	
					Phl	5 secondaire	
GN	5386-A4 8221-B, 8221-C1	fin à moyen	porphyroblastique, cumulat	traces	Pl	50 très altéré	argiles d'altération 5%
					Opx	32 cumulat	
					Cpx	15 interstitiel	
					Bt	3 secondaire	

Abréviations: Lherz, lherzolite; Pl lherz, lherzolite à plagioclase; Pl dun, dunite à plagioclase; Harz, harzburgite; Ol-webs, webstérite à olivine; Ol melaN, mélanorite à olivine; Ol GN, gabbronorite à olivine; GN, gabbronorite; Ol, olivine; Opx, orthopyroxène; Cpx, clinopyroxène; Pl, plagioclase; Tlc, talc; Spl, spinelle; Hbl, hornblend; Bt, biotite; Phl, phlogopite; serpentn, serpentinisation; amphltn, amphibolitisation; LR, lumière réfléchie; Ccp, chalcopyrite; Po, pyrrhotite; exsol, exsolution.

Annexe 5- Tableau résumant les descriptions des lames minces provenant des indices Boudrias-Est/Doyon, de la Buse et Thibault.

Lithologie	No. échant.	Granulométrie	Texture	Sulfures	Minéralogie		Altération	
					Phases	% Commentaires		
Site B-E/Doyon Ol webs	5432-G2, 5432-G3, 5430-A1, 8212-B	moyen	granulaire, porphyroblastique	5% sulfures en gouttes	Opx	66	porphyroblaste	serpentin. 5%
					Cpx	16	porphyroblaste	
					Ol	13	cumulat, très altéré	
					Spl	5	disséminé	
Site de la Buse Wehrlite	5434-A2, MC-00-33, MC-00-34, 8217-A	fin, moyen, grossier	orthocumulat, poecilitique	5% sulfures en gouttes. LR: 25% Pn, 20% Ccp, 55% Po	Ol	45	cumulat	serpentin. 10% amphltn. 2%
					Cpx	28	poec. contenant Ol	
					Bt	5	secondaire	
					Opx	3	très altéré	
					Spl	2	disséminé	
Indice Thibault Ol GN	5404-B 5404-C	moyen à grossier	granulaire, poecilitique	2-5% sulfures en gouttes	Pl	32	très altéré	amphltn. 5%
					Cpx	30	poec. contenant Ol	
					Opx	20	cour. autour Ol	
					Ol	15	cumulat	
					Spl	3	disséminé, secondaire	
LeucoT	5418-B5 8210-A 5418-B2 (Troct)	grossier	granulaire	5-10% sulfures en gouttes, en filet LR: 10% Pn, 25% Ccp, 65% Po+Py	Ol	35	très grossièrement grenue	amphltn. 7%
					Pl	43	très altéré	
					Opx	12	cour. autour Ol	
					Amp	7	interstitiel, secondaire	
					Spl	3	disséminé, secondaire	
Norite	5404-A 8210-C	fin à moyen	granulaire, porphyroblastique	2-5% sulfures	Pl	41	allotriomorphe à granoblastique	amphltn. 3%
					Opx	51	granulaire à granoblastique	
					Amp	3	interstitiel, secondaire	
					Cpx	5	exsol. dans Opx	

Abréviations: LeucoT, leucotroctolite; Troct, troctolite; Amp, amphibole; Pn, pentlandite; Py, pyrite. Voir annexe 1 pour les autres abréviations.

Annexe 6- Coordonnées UTM des échantillons provenant des différents indices et des roches encaissantes.

Indice	No. échant.	Lithologie	Estant	Nordant
O-4 South	8221-E	Pl lherz	488583	5545092
O-4 South	5389	Pl dun	488261	5544651
O-4 South	5381A	Harz	487677	5545320
O-4 South	5376-A	Harz	487582	5545418
O-4 South	5379	OI webs	487706	5545349
B-E/Doyon	5432-G2	OI webs	484267	5541954
B-E/Doyon	5432-G3	OI webs	484267	5541954
B-E/Doyon	5430-A1	OI webs	484936	5542024
B-E/Doyon	8212-B	OI webs	484562	5541879
Buse	5434A2	wehrlite	479874	5541480
Buse	MC-00-33	wehrlite	479874	5541480
Buse	MC-00-34	wehrlite	479874	5541480
Buse	8217-A	wehrlite	479927	5541477
O-4 South	5385-A	OI melaN	488862	5544993
O-4 South	8221-A	OI melaN	488583	5545092
O-4 South	5382-C	OI melaN	488559	5545131
O-4 South	5383-A	OI melaN	488489	5545067
O-4 South	MC-00-09	OI melaN	488489	5545067
O-4 South	5377-C	OI GN	487637	5545403
O-4 South	5377-A	OI GN	487637	5545403
Thibault	5404-B	OI GN	471946	5538904
Thibault	5404-C	OI GN	471946	5538904
Thibault	5418-B2	Troctolite	471921	5539154
Thibault	5418-B5	LeucoT	471921	5539154
Thibault	8210-A	LeucoT	471899	5538925
O-4 South	5382-A	Norite	488559	5545131
O-4 South	5382-B	Norite	488559	5545131
O-4 South	5374A	Norite	487515	5545480
Thibault	5404-A	Norite	471946	5538904
Thibault	8210-C	Norite	471899	5538925
O-4 South	5386-A4	GN	488915	5545080
O-4 South	8221-C1	GN	488583	5545092
O-4 South	8221-B	GN	488583	5545092
Roches encaissantes				
Thibault	8229	An incl. LT	474241	5538980
B-E/Doyon	8211-A	Gneiss	484842	5541989
B-E/Doyon	8214	Gneiss	483562	5542372
Buse	8217-B	Gneiss	479927	5541477
Buse	8236	Gneiss	479439	5541440
Complexe Hulot	3271A	Gneiss	493122	5548519
Complexe Hulot	2030A	Gneiss	462446	5566325
Complexe Hulot	00-5157A	Paragneiss	486729	5549304
Complexe Hulot	00-5364C	Paragneiss	493330	5551586

Abréviations: O-4 South, Outardes-4 Sud; B-E/Doyon; Boudrias-Est/Doyon; No. échant., numéro d'échantillon; Pl lherz, lherzolite à plagioclase; Pl dun, dunite à plagioclase; Harz, harzburgite; OI webs, webstérite à olivine; OI melaN, mélanorite à olivine; OI GN, gabbronorite à olivine; LeucoT, leucotroctolite; GN, gabbronorite; An incl. LT, anorthosite à inclusions de leucotroctolite. Les coordonnées ont été prises dans le système NAD 83.