

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

CATHERINE DIONNE-FOSTER

GÉOLOGIE ET INDICES DE Ni-Cu-ÉGP
DE LA ZONE FRONTIER DANS LA CEINTURE DE CAPE SMITH,
NOUVEAU QUÉBEC

AOÛT 2007



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Lors de récents travaux de terrain et une importante campagne de forage, Anglo American Exploration (Canada) Ltée et Knight Resources Ltée ont découvert des indices de Ni-Cu-ÉGP dans la zone Frontier près du lac Chukotat. La zone Frontier mesure 3 km de long par 1.5 km de large et est située dans la partie centrale-ouest de la ceinture protérozoïque de Cape Smith à environ 130 kilomètres à l'ouest de la mine de nickel Raglan. Elle a été choisie pour une étude géologique, pétrographique et géochimique détaillée du complexe mafique-ultramafique qui comprend d'importantes minéralisations magmatiques de Ni-Cu-ÉGP. Les principaux objectifs de cette étude sont de caractériser le complexe en question ainsi que les sulfures associés et de comparer les résultats avec les modèles d'exploration actuellement utilisés dans la Formation de Raglan.

Les observations pétrographiques et de terrain font penser à une mise en place extrusive à subvolcanique dans des sédiments humides et non consolidés. Toutes les roches de la zone Frontier ont été métamorphisées au faciès schiste vert à amphibolite inférieur. Les structures sédimentaires et volcaniques ainsi que les textures ignées sont généralement bien préservées. La presque totalité des roches a donc pu être nommée d'après les textures et la minéralogie d'origine. Les principales volcanites rencontrées sont les unités ultramafiques, les basaltes komatiitiques et les basaltes ophitiques. Les unités ultramafiques sont des cumulats à olivine et/ou des cumulats à olivine et clinopyroxènes poecilites souvent entourés de bordures figées métamorphisées. Lorsque ces roches sont très fortement métamorphisées et déformées, elles ont été transformées en schistes à actinote-chlorite. À l'exception des sulfures remobilisés, la minéralisation nickélifère est associée aux roches ultramafiques et peut être subdivisée en sulfures disséminés, matriciels et massifs. Les principaux sulfures observés sont la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopyrite. Plusieurs horizons sédimentaires sont présents et consistent essentiellement en des mudstones-siltstones et des litharénites volcaniques carbonatisées. Les mudstones-siltstones se caractérisent par leur richesse en sulfure avec de la pyrite et/ou pyrrhotite massive à semi-massive.

La géochimie des éléments majeurs montre que les roches de la zone Frontier sont semblables aux roches de la Formation de Raglan. Les roches ultramafiques et les basaltes komatiitiques de la zone Frontier présentent des affinités avec les laves du Groupe de Chukotat tandis que les basaltes ophitiques sont interprétés comme étant associés au Groupe de Povungnituk. Les éléments traces indiquent deux groupes de sédiments distincts : les mudstones-siltstones qui s'apparentent grandement aux sédiments du Povungnituk du bloc de Raglan et les litharénites volcaniques carbonatisées qui montrent des concentrations en ÉTR plus élevées et un contenu en Nb anormalement haut. Ceci pourrait être expliqué par la présence de fragments d'andésites potassiques, trachyandésites et phonolites riches en Nb dans les sédiments. D'après le contenu en nickel, les minéralisations sulfureuses se divisent en trois types : (1) une minéralisation riche en nickel avec des concentrations se situant entre celles des gisements 2-3 et Cross Lake, on parle d'une moyenne d'environ 7.5% nickel à 100% de sulfures, (2) une minéralisation moyennement riche en nickel qui consiste essentiellement en des sulfures remobilisés, et (3) une minéralisation pauvre en nickel typique des roches sédimentaires et des basaltes.

La majorité des roches contenant des sulfures riches en nickel ont des rapports Cu/Pd entre 5000 et 10000, ce qui est semblable au manteau primitif. Ces rapports ainsi que le contenu en Pd

(50-1000 ppb) de ces roches suggèrent que ces dernières contiennent 1 à 20% de sulfures formés à des facteurs R de 100 à 500. Ces unités se sont donc formées à partir d'un magma n'ayant pas été appauvri en ÉGP indiquant ainsi l'absence d'une ségrégation précoce de sulfures. Les quelques échantillons montrant un facteur R de 1000 auraient pu avoir été formés dans un système plus dynamique. En effet, un contenu élevé en Pd dans les sulfures comparativement au Cu peut être expliqué par une interaction plus prononcée des gouttelettes de sulfures avec un gros volume de magma.

La géochimie totale et la composition des clinopyroxènes indiquent une signature de contamination crustale dans quelques roches ultramafiques et basaltes komatiitiques. En effet, ces quelques échantillons sont légèrement enrichis en éléments incompatibles lithophiles. L'interprétation du degré de contamination est toutefois compliquée par les effets de l'altération. Plusieurs échantillons apparaissant contaminés ont aussi tendance à être fortement métamorphisés. Le patron des ÉTR et l'enrichissement en Nb pourraient donc être expliqués par la contamination et/ou par l'altération. De plus, la contamination n'est pas systématiquement détectée dans les roches minéralisées. Ceci pourrait suggérer un système très dynamique où la pulsion initiale de magma induit la ségrégation des sulfures et où une seconde arrivée de magma non contaminé entraîne le liquide silicaté préalablement accumulé et le précipite à nouveau un peu plus loin dans le conduit.

En comparant la zone Frontier et la Formation de Raglan, on remarque de nombreuses similitudes mais aussi quelques différences. Les ressemblances majeures sont : (1) une position stratigraphique similaire le long de la limite concordante approximative entre le Groupe de Povungnituk supérieur et le Groupe de Chukotat inférieur; (2) la localisation des zones minéralisées à ou près de la base des unités ultramafiques dans des dépressions (*embayments*) qui tronquent les roches sous-jacentes, (3) un système de chenaux invasifs de lave, c'est-à-dire des coulées qui se s'épanchent d'abord sous forme de chenaux de lave puis érodent de plus en plus profondément leur substrat jusqu'à développer un caractère intrusif; et (4) des rapports Cu/Pd se rapprochant de ceux du manteau indiquant une absence de ségrégation de sulfures en profondeur. Les principales différences sont : (1) un contenu moyen en nickel à 100% sulfures inférieur dans la zone Frontier; (2) un facteur R moyen plus bas; (3) des lentilles minéralisées de tailles relativement réduites; (4) des signatures de contamination crustale moins prononcées; (5) une quantité inférieure en olivine dans les unités ultramafiques; et (6) l'abondance des sulfures remobilisés.

En général, le système magmatique de la zone Frontier était probablement moins dynamique que celui de la Formation de Raglan. Cette interprétation n'exclut cependant pas la possibilité d'un gisement économique à Frontier. En effet, les rapports Ni/S élevés et Cu/Pd bas ainsi que la grande épaisseur de quelques horizons ultramafiques montrent un potentiel accru d'accumulation de sulfures riches en nickel. Ces unités particulières furent probablement formées dans un environnement d'écoulement magmatique bien spécifique plus favorable aux gisements magmatiques de Ni-Cu-ÉGP économiquement importants. Par le fait même, il est primordial d'obtenir plus d'information afin d'établir une distinction entre les roches générées durant des processus de minéralisation et les roches stériles générées lors d'une cristallisation normale. Il est également important de mieux comprendre la localisation spatiale des sulfures qui sont souvent affectés par une intense déformation et métamorphisme.

ABSTRACT

During recent field investigations and a major drilling campaign Anglo American Exploration (Canada) Ltd and Knight Resources Ltd discovered Ni-Cu-PGE occurrences in the Frontier Zone near Chukotat Lake. The Frontier Zone is 3 km long and 1.5 km wide and is located in the central-west segment of the Proterozoic Cape Smith Belt, ca. 130 kilometres west of the well-known Raglan nickel mine. The Frontier zone was selected for a detailed geological, petrographic and geochemical study of the ultramafic-mafic complex which comprises significant magmatic Ni-Cu-PGE sulphide mineralizations. The major aims of the study are to characterize the complex and the associated sulphides and, to compare the results with current exploration models for the Raglan Formation.

Petrographic and field observations suggest that the Frontier Zone is comprised of extrusive to subvolcanic rocks emplaced into wet, unconsolidated sediments. All the rocks in the Frontier area have been metamorphosed to greenschist facies and lower amphibolite facies. Sedimentary and volcanic structures, and igneous textures are generally well preserved. Thus, almost all rocks were named according to their original textures and mineralogy. The major volcanic rock types present are ultramafic units, komatiitic basalts and ophitic basalts. The ultramafic units consist of olivine cumulates and/or olivine cumulates with poikilitic pyroxene and are often zoned with metamorphosed chilled margins. They are mostly orthocumulates but some mesocumulates are also observed. Where the rocks are strongly metamorphosed and deformed they have been transformed into actinolite-chlorite schists. Except in the case of remobilized sulphides the nickel mineralization is associated with the ultramafic rocks and can be sub-divided into disseminated, net-textured and massive ores. The dominant sulphide minerals observed are pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite. Numerous interflow/interbedded sediments are present comprising mudstones-siltstones and carbonatized volcanic litharenites. The mudstones-siltstones are typically sulphide rich with massive to semi-massive pyrite and/or pyrrhotite present.

The major element geochemistry indicates that the rocks of the Frontier Zone are similar to the Raglan bloc rocks. The ultramafic rocks of the Frontier Zone have affinities with the Chukotat Group lavas, whereas the ophitic basalts are interpreted as Povungnituk Group. The trace elements indicate two distinct groups of sediments: the mudstones-siltstones that look mostly like the Povungnituk sediments of the Raglan bloc and the carbonatized volcanic litharenite that have higher REE concentrations and an anomalously high Nb content. This can be explained by the presence of fragments of Nb rich potassic andesite, trachyandesite or phonolite in the sediments. Based on nickel content the sulphide mineralization can be subdivided into 3 types: (1) Ni-rich samples with Ni concentrations between those of the 2-3 and Cross Lake deposits, with a mean of approximately 7.5% in 100% sulphides, (2) Moderately Ni enriched samples representing remobilized sulphides, and (3) Ni-poor sulphides hosted by the sediments and the basalts.

For the majority of the Ni-bearing rocks, the Cu/Pd ratios are 5000 to 10000, broadly similar to the primitive mantle. The ratio and Pd content (50-1000 ppb) of these rocks suggest that they contain 1 to 20% sulphides formed at R-factors of 100 to 500. Thus, the magma from which these units formed were not depleted in PGE indicating no earlier sulphide segregation event. A small number of samples having R-factors of ca. 1000 could have been formed in a more dynamic system.

In fact, the high amount of Pd into sulphides compared to Cu can be explained by a stronger interaction between sulphide droplets and large volume of magma.

A few komatiitic basalts and ultramafic rocks show a crustal signature, as indicated by an enrichment in highly incompatible lithophile elements in the whole rocks and clinopyroxenes. However, interpretation of the extent of contamination is complicated by the effects of alteration. Many samples that show a crustal signature also tend to be strongly metamorphosed. Thus, the REE patterns and Nb enrichment may be explained by contamination and/or by alteration. Furthermore, the rocks associated with the mineralized units do not show a systematically higher crustal component. This could suggest a very dynamic system where the initial surge of magma produced sulphide segregation and where a second, uncontaminated magma surge stirred up the previously accumulated sulphide melt and reprecipitated it downstream in the conduit.

Comparison between the Frontier zone and the Raglan Formation indicates numerous similarities but also some differences. The major similarities are: (1) a similar stratigraphic position along the broadly conformable boundary between the upper Povungnituk Group and the lower Chukotat Group; (2) localization of the ores at or near the base of the ultramafic units within embayments that transgress footwall rocks; (3) an invasive lava channels system, i.e. flows that originated as lava channels that deeply eroded their substrates, eventually becoming intrusive; and (4) Cu/Pd values similar to the mantle indicating no sulphide segregation at depth. The main differences include: (1) a lower average nickel content in 100% sulphide at Frontier; (2) a lower R factor; (3) a relatively reduced size of the mineralized lenses; (4) less pronounced crustal signatures; (5) lower olivine contents in the ultramafic units; and (6) the abundance of remobilized sulphides.

In general, the magmatic system of the Frontier zone was probably less dynamic than that of the Raglan Formation but this interpretation does not exclude the possibility of an economic deposit at Frontier. In fact, the high Ni/S, the low Cu/Pd and thicker flows suggest that some ultramafic units exhibit enhanced potential for accumulation of nickel-rich sulphides. These units probably formed in a specific flow environment that was more favourable for economically important Ni-Cu-PGE magmatic sulphide deposits. Therefore, it is important to obtain more information to discriminate between rocks generated during ore-forming processes and rocks generated during normal igneous processes. It is also important to better understand the spatial distribution of sulphides affected by intense deformation and metamorphism.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, j'aimerais remercier ma directrice de maîtrise pour sa grande patience et pour les nombreuses heures passées avec moi à discuter de mon projet de recherche. Ces précieuses rencontres ont été pour moi une source d'inspiration inestimable. Elle a su me guider avec tact de façon à ce que je puisse exploiter au mieux mes capacités. Merci infiniment Dr Sarah-Jane Barnes d'avoir cru en moi.

Je voudrais également remercier Dr Pierre Cousineau et Dr Wolfgang Maier pour les conseils fournis et les corrections apportées au présent mémoire.

Je tiens aussi à exprimer mon entière reconnaissance à Clément Dombrowski, géologue chez Anglo American Exploration (Canada) Ltée, pour son aide précieuse à tous les niveaux et plus particulièrement pour son assistance lors de la conception de la carte géologique. Il a été pour moi un mentor, un guide, un ami.

Mes remerciements les plus sincères à Dr Dave Peck pour avoir initié ce projet. Ce conseiller expérimenté a su me faire profiter avantageusement de ses connaissances encyclopédiques et de ses idées originales. J'éprouve à son égard une grande admiration.

Un gros merci aux compagnies Anglo American Exploration (Canada) Ltée et Knight Resources Ltée qui ont financé en partie cette étude et qui ont permis l'accessibilité au site et aux informations nécessaires. Une subvention de recherche et développement coopérative (RDC) du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) accordée à Sarah-Jane Barnes a elle aussi contribué au financement du projet.

J'aimerais également remercier toutes les personnes avec qui j'ai travaillé durant les saisons estivales. Elles et ils ont donné une douce légèreté aux dures journées de labeur passées dans le Grand Nord québécois. Grâce à tous ces gens, mon expérience a été des plus enrichissantes.

Je ne pourrais terminer ces lignes sans exprimer toute la gratitude que j'éprouve envers mes parents. Ce sont eux qui m'ont épaulé le plus dans ce long et laborieux périple. Ils m'ont insufflé tout le courage et l'énergie nécessaire à l'accomplissement d'un tel ouvrage. Je leur en suis extrêmement reconnaissante.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|-------|
| RÉSUMÉ | ii |
| ABSTRACT | iv |
| REMERCIEMENTS..... | vi |
| TABLE DES MATIÈRES | vii |
| LISTE DES FIGURES | x |
| LISTE DES PLANCHES | xiv |
| LISTE DES TABLEAUX | xvii |
| LISTE DES APPENDICES..... | xviii |
| LISTE DES ABRÉVIATIONS | xx |
| CHAPITRE 1 INTRODUCTION..... | 1 |
| 1.1 Problématique..... | 1 |
| 1.2 Modèle magmatique de mise en place de gisements de Ni-Cu-ÉGP | 4 |
| 1.2.1 Cadre général..... | 4 |
| 1.2.2 Cadre spécifique à la Ceinture de Cape Smith | 9 |
| CHAPITRE 2 CADRE GÉOLOGIQUE | 20 |
| 2.1 Géologie régionale..... | 20 |
| 2.1.1 Situation | 20 |
| 2.1.2 Lithostratigraphie | 20 |
| 2.1.3 Géologie structurale | 23 |
| 2.1.4 Métamorphisme..... | 24 |
| 2.2 Géologie locale..... | 24 |
| 2.2.1 Travaux antérieurs..... | 24 |
| 2.2.2 Lithostratigraphie | 26 |
| CHAPITRE 3 PÉTROGRAPHIE..... | 52 |
| 3.1 Introduction | 52 |
| 3.2 Les roches magmatiques faiblement ou non minéralisées et les sédiments | 53 |
| 3.2.1 Le cumulat à olivine..... | 54 |
| 3.2.2 Le cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique | 58 |
| 3.2.3 La metabordure figée | 65 |
| 3.2.4 Le basalte komatiitique | 69 |
| 3.2.5 Le basalte ophitique | 78 |
| 3.2.6 Les sédiments | 83 |

| | | |
|--|--|-----|
| 3.3 | Les sulfures magmatiques | 95 |
| 3.3.1 | Les sulfures disséminés | 98 |
| 3.3.2 | Les sulfures matriciels | 99 |
| 3.3.3 | Les sulfures massifs | 107 |
| 3.3.4 | Les sulfures magmatiques remobilisés | 110 |
| 3.4 | Composition des minéraux et des sulfures | 117 |
| 3.5 | Le métamorphisme | 129 |
| CHAPITRE 4 GÉOCHIMIE | | 134 |
| 4.1 | Introduction | 134 |
| 4.2 | Méthodes analytiques | 135 |
| 4.2.1 | Analyses de géochimie totale | 135 |
| 4.2.2 | Analyses des clinopyroxènes par LA-ICPMS | 142 |
| 4.3 | Les oxydes majeurs | 144 |
| 4.3.1 | Classification | 144 |
| 4.3.2 | Cristallisation fractionnée | 153 |
| 4.3.3 | Processus métamorphiques | 158 |
| 4.4 | Les éléments traces lithophiles | 163 |
| 4.5 | Les éléments chalcophiles | 168 |
| 4.6 | La contamination | 182 |
| 4.7 | L'analyse des clinopyroxènes par LA-ICPMS | 187 |
| CHAPITRE 5 DISCUSSION | | 206 |
| 5.1 | Introduction | 206 |
| 5.2 | Nature du magma | 206 |
| 5.3 | Contexte de mise en place du magma | 208 |
| 5.4 | Source du soufre | 213 |
| 5.5 | Concentration des métaux | 219 |
| 5.6 | Accumulation et cristallisation du liquide sulfuré | 222 |
| 5.7 | Potentiel économique de la zone Frontier | 224 |
| CHAPITRE 6 CONCLUSION | | 227 |
| RÉFÉRENCES | | 232 |
| APPENDICE A LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS EN FORAGE | | 244 |
| APPENDICE B TABLEAUX DE LA MINÉRALOGIE ET DES TEXTURES DES ÉCHANTILLONS | | 257 |

| | |
|--|-----|
| APPENDICE C TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES MINÉRAUX ET DES SULFURES ANALYSÉS À LA MICROSONDE | 271 |
| APPENDICE D TABLEAUX DES RÉSULTATS D'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS | 289 |
| APPENDICE E TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES SULFURES | 316 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|-----|
| Figure 1.1 : Carte de localisation de la zone Frontier par rapport à d'autres gisements et indices de Ni-Cu-ÉGP dans la ceinture de Cape Smith (modifié d'après St-Onge et al., 2006). | 2 |
| Figure 1.2 : Modèle du cadre tectonique de la région de Pechenga au moment de l'emplacement des ferropicrites, montrant une section en coupe du grabben ouest (tiré de Barnes et al., 2001). | 7 |
| Figure 1.3 : Modèle de la formation d'un chenal d'érosion thermique lors du passage d'une coulée de lave komatiitique (Hill et al., 1987). | 12 |
| Figure 1.4: Exemple de coulée rencontrée dans le centre de la Fosse de l'Ungava dans une séquence de basalte à olivine (modifié de Picard, 1989). | 14 |
| Figure 1.5: Modèle d'érosion thermique volcanique pour les gisements de Ni-Cu-ÉGP de l'horizon de Raglan (modifié de Leshner et al., 1999). | 16 |
| Figure 1.6 : Colonne stratigraphique interprétative de la Formation de Raglan (modifié de Leshner et al., 1999). | 18 |
| Figure 1.7 : Modèle global de chenaux de lave proposé pour l'horizon de Raglan (Green et Dupras, 1999). | 19 |
| Figure 2.1 : Carte géologique de la ceinture de Cape Smith (modifié d'après Lamothe, 1996 et Moukhsil, 2006). | 22 |
| Figure 2.2 : A) Aperçu de la zone Frontier en entier montrant la localisation des 3 cartes à l'échelle 1 :5 000 et des principales zones minéralisées. B) Partie nord-ouest de la zone Frontier. C) Partie sud-ouest de la zone Frontier. D) Partie est de la zone Frontier. | 28 |
| Figure 2.3 : Sections géologiques en coupe où des trous de forages au diamant ont intercepté de la minéralisation. | 45 |
| Figure 3.1 : Classification de Folk (1968) montrant la composition des fragments de roche qui composent les grès de la zone Frontier. Cette classification ne tient pas compte de la quantité de matrice présente. Étoile = échantillons C-04-51 et 26761, FR = Fragments de roches, QTZ = quartz. | 93 |
| Figure 3.2 : Composition des clinopyroxènes (classification de Deer et al. 1966). La majorité des clinopyroxènes sont des augites ou des augites diopsidiques. On note aussi la présence de quelques diopsides. | 120 |

Figure 3.3 : Composition des clinopyroxènes. a) Mn versus Fe^{2+} , b) Cr versus Fe^{2+} . Le basalte ophitique contient des clinopyroxènes enrichis en Fe^{2+} et Mn et appauvris en Cr comparativement aux roches ultramafiques et basaltes komatiitiques. Ceci indique que le basalte ophitique a cristallisé à partir d'un magma beaucoup plus évolué.121

Figure 3.4 : Composition des plagioclases tous types de roche confondus. Les feldspaths analysés à la microsonde sont tous des albites. Or = orthoclase, Ab = albite, An = anorthite.123

Figure 3.5 : Composition des chromites. a) $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ vs $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$. Les chromites se situent dans les champs du faciès schiste vert et du faciès amphibolite. Cette différence suggère une rééquilibration partielle de la chromite avec les silicates environnants durant le métamorphisme (la limite des champs est fixée par Barnes, 2000). b) Diagramme ternaire Cr- Fe^{3+} -Al. Les chromites associées aux sulfures magmatiques remobilisés montrent des concentrations en Cr très élevées et ont une tendance à se diriger vers le pôle Fe^{3+} au niveau des ferrichromites et magnétite chromifère.125

Figure 3.6 : Composition des amphiboles calciques basée sur 23 oxygènes en ignorant H_2O (classification de Leake et al. 1997). a) $\text{Ca}_B \geq 1.50$, $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.50$ et $\text{Ca}_A < 0.50$; b) $\text{Ca}_B \geq 1.50$, $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0.50$ et $\text{Ti} < 0.50$126

Figure 3.7 : Composition des chlorites (classification de Deer et al. 1966).128

Figure 3.8 : Paragénèse minérale des komatiites et basaltes komatiitiques indiquant un faciès métamorphique schiste vert à amphibolite inférieur. Modifié de Jolly (1982). Autres références : Bucher et Frey (2002), Barnes (2000).130

Figure 3.9 : Paragénèse minérale des basaltes ophitiques indiquant un faciès métamorphique schiste vert à amphibolite inférieur avec localement un faciès prehnite-pumpellyite. Modifié de Jolly (1982). Autres références : Bégin (1989), Busher et Frey (2002).131

Figure 4.1 : Diagramme ternaire Al_2O_3 -MgO- $\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{TiO}_2$ (Jensen, 1976).148

Figure 4.2 : Diagramme de variation du Cr_2O_3 vs MgO pour les roches mafiques et ultramafiques de la zone Frontier montrant l'influence de la chromite et de l'olivine.155

Figure 4.3 : Diagramme de variation de Al_2O_3 vs MgO pour les roches mafiques et ultramafiques de la zone Frontier.156

Figure 4.4 : Diagramme de variation de TiO_2 vs MgO pour les roches mafiques et ultramafiques de la zone Frontier.157

Figure 4.5 : Diagramme de Al_2O_3 vs MgO montrant les affinités magmatiques des échantillons de la zone Frontier entre les Groupes de Chukotat et de Povungnituk. Les données des champs proviennent de Burnham et al. (1999).159

| | |
|---|-----|
| Figure 4.6 : Diagramme de Al_2O_3 vs MgO où les minéraux métamorphiques sont montrés en plus des échantillons..... | 162 |
| Figure 4.7 : Diagramme de variation du Zr versus le MgO illustrant le caractère des éléments incompatibles dans les silicates. | 164 |
| Figure 4.8 : Diagramme des spectres des éléments des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites comparant les basaltes komatiitiques et komatiites de la zone Frontier avec les roches magmatiques du bloc de Raglan. | 166 |
| Figure 4.9 : Diagramme des spectres des éléments des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites comparant les basaltes ophitiques de la zone Frontier avec les roches magmatiques du bloc de Raglan. | 167 |
| Figure 4.10 : Diagrammes de variation du Co versus le MgO et du Ni versus le MgO illustrant le caractère des éléments compatibles dans les silicates..... | 169 |
| Figure 4.11 : Diagrammes des éléments chalcophiles en fonction du soufre. | 171 |
| Figure 4.12 : Diagramme du nickel en fonction du soufre comparant les échantillons de la zone Frontier avec les gisements et indices de Ni-Cu-ÉGP de la ceinture de Cape Smith. | 175 |
| Figure 4.13 : Diagramme du rapport Cu/Pd en fonction du Pd montrant les échantillons de la zone Frontier et les gisements de la Ceinture de Cape Smith (d'après Barnes et al., 1993). | 180 |
| Figure 4.14 : Diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau (normalisation : McDonough et Sun, 1995)..... | 183 |
| Figure 4.15 : Diagramme des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995)..... | 184 |
| Figure 4.16 : Diagramme du rapport La/Yb normalisé aux chondrites versus le MgO | 188 |
| Figure 4.17 : Diagramme du Nb versus le MgO | 189 |
| Figure 4.18 : Diagrammes du Ni vs Co (a) et du Sc vs V (b) pour les clinopyroxènes analysés par LA-ICPMS. | 200 |
| Figure 4.19 : Diagrammes des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995) comparant les ÉTR des clinopyroxènes de certaines unités ultramafiques obtenus par LA-ICPMS (a) avec les analyses de roche totale associées (b). | 202 |

Figure 4.20 : Diagrammes des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995) comparant les ÉTR des clinopyroxènes de certaines komatiites obtenus par LA-ICPMS avec les analyses de roche totale des komatiites et basaltes komatiitiques de la zone Frontier.....205

Figure 5.1 : A. Modèle génétique utilisé pour les intrusions komatiitiques synsédimentaires de faible profondeur à Kambalda. B. Les intrusions de faible profondeur sont interprétées comme étant des coulées invasives déplaçant les sédiments non consolidés. Tiré de Beresford et Cas (2001).216

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1 : Textures observables dans les coulées de basalte komatiitique. A) Basalte coussiné. Le sommet est vers le côté gauche de la photo. B) Prismes colonnaires reliés à la contraction thermique de la lave solidifiée.34
- Planche 2 : Échantillons mégascopiques provenant d'une même unité de basalte ophitique. A) Partie sommitale au nord de la coulée. La roche est aphanitique et montre de nombreuses amygdales (taches brunâtres). B) Partie centrale de la coulée à une quinzaine de mètres au sud de la partie sommitale. La granulométrie est grossière et la texture est massive.36
- Planche 3 : Vésicules millimétriques (petits trous) en surface d'altération dans la partie sommitale d'un basalte ophitique. En cassure fraîche, ces vésicules sont en fait des amygdales et sont remplies de chlorite.38
- Planche 4 : Horizon sédimentaire fissile composé de mudstones-siltstones laminés. La tête du marteau pointe vers l'est.41
- Planche 5 : Photomicrographies en lumière naturelle de l'orthocumulat à olivine (éch. C-04-03). A- Les olivines arrondies et serpentinisées sont englobées d'une pâte de verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. B- Les clinopyroxènes aciculaires forment une texture microspinfex autour des olivines serpentinisées. La texture microspinfex est semblable à celle de cristaux squelettiques et dendritiques typiques de verre mafique dévitrifié. Cette texture est interprétée comme une évidence de l'origine effusive de la roche. La largeur du champ de vue égale 2 millimètres.56
- Planche 6 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de l'orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée (éch. S-04-01).61
- Planche 7 : Photomicrographie en lumière polarisée du métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique. La chlorite et l'actinote englobent les reliques de clinopyroxènes et les olivines arrondies transformées en un mélange de serpentine, chlorite et actinote (éch. C-04-05).63
- Planche 8 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de la metabordure figée. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. Les trous à l'intérieur des reliques de clinopyroxène poecilitique sont d'anciennes olivines complètement transformées en chlorite. Le tout est englobé d'un mélange d'actinote fibreuse et de chlorite (éch. S-04-12).67

Planche 9 : Photomicrographies en lumière naturelle du basalte komatiitique (éch. S-04-04). A- Les cristaux automorphes sont des olivines et les aiguilles sont des clinopyroxènes. La pâte de couleur brun semi-opaque est interprétée comme étant du verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. B- Les clinopyroxènes aciculaires sont parfois regroupés en plumeaux. Certaines aiguilles sont formées d'une chaîne de cristaux squelettiques (*hopper crystals*) dont les centres étaient originalement occupés par du verre.71

Planche 10 : Photomicrographies en lumière naturelle des deux basaltes komatiitiques contenant des textures de microspinifex et spinifex à olivine. A- Les cristaux automorphes ainsi que les aiguilles sont des olivines (OL) pseudomorphes (éch. S-04-05). B- Les aiguilles sont des olivines (OL) pseudomorphes et sont définies par des chapelets de pyrrhotite et de magnétite (noir) disposés le long de celles-ci (éch. C-04-50).73

Planche 11 : A- Photomicrographie en lumière naturelle du metabasalte komatiitique. Les grains à plus forte réfringence représentent les reliques de clinopyroxène (CPX). Le reste consiste en un mélange fin d'actinote et de chlorite. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. En haut à gauche, quelques aiguilles de clinopyroxène sont visibles en coupe (CPX en coupe) et montrent la forme squelettique losangique caractéristique avec un cœur altéré en actinote. Ce cœur était probablement à l'origine du verre (éch. S-04-02).76

Planche 12 : A- Photomicrographie en lumière naturelle du basalte ophitique. Les minéraux opaques à semi-opaques xénomorphes à subautomorphes sont des grains de titanite plus ou moins altérés. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. Cette roche est caractérisée par une texture sub-ophitique. Des lattes de plagioclases plus ou moins jointives sont partiellement englobées par de grands pyroxènes (éch. S-04-09).79

Planche 13 : Photomicrographie en lumière naturelle du sédiment lité riche en sulfures. Les minéraux opaques sont des sulfures (essentiellement de la pyrrhotite) et les minéraux pâles sont des silicates (éch. C-04-21). La largeur du champ de vue égale 11 millimètres.84

Planche 14 : Photomicrographies en lumière réfléchie de sulfures massifs sédimentaires. A- Des veinules de pyrrhotite (PO) montrant des inclusions de pyrite (PY) et de chalcopirite (CCP) sont entourées d'une matrice de pyrite cubique à granulométrie très fine (éch. C-04-26). B- Sulfures sédimentaires riches en pyrrhotite (PO) avec un peu de chalcopirite (CCP) délimitée par une bordure rouge (éch. C-04-21).87

Planche 15 : Échantillon mégascopique provenant d'une litharénite volcanique carbonatisée montrant une alternance de bandes aux contacts nets (lignes pointillées rouges). Lors de la sédimentation la principale structure sédimentaire produite est un granoclassement normal plus ou moins bien développé (flèches). Dans les lits les plus fins, il peut y avoir des lamines de silt et d'argiles (lignes pointillées jaunes) au dessus du granoclassement normal.90

Planche 16 : Photomicrographie en lumière naturelle montrant la cornéenne tachetée à chlorite et actinote. Les zones plus claires sont des amas globulaires de chlorite. Les minéraux opaques sont des sulfures magmatiques remobilisés dans le sédiment (éch. C-04-22).96

Planche 17 : A- Photomicrographie en lumière réfléchie de sulfures matriciels magmatiques (éch. C-04-38). B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la pyrrhotite (PO) matricielle imprégnée de nombreuses fibres d'actinote entrecroisées. Au centre, des grains d'olivine sont en voie de remplacement par la pyrrhotite. Un peu de pentlandite (PN) et de magnétite (MAG) associées sont également présentes (éch. C-04-38).100

Planche 18 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de sulfures matriciels (en noir) dans un métacumulat à olivine (OL) et clinopyroxène (CPX) poecilitique. Les sulfures sont également localisés à l'intérieur d'une veinule de chlorite (CHL) (éch. C-04-38). B- Photomicrographie en lumière naturelle de sulfures matriciels (en noir) dans un schiste à actinote (ACT) et à chlorite (CHL) (éch. C-04-42).103

Planche 19 : Photomicrographie en lumière réfléchie montrant de la magnétite (MAG) matricielle et un peu de pyrrhotite (PO). La magnétite entoure les cristaux d'olivine (OL) (éch. C-04-38).105

Planche 20 : Photomicrographie en lumière réfléchie de sulfures matriciels dans un schiste à actinote et à chlorite. La chalcopryrite (CCP) et la pyrrhotite (PO) sont les phases sulfureuses dominantes. La pentlandite (PN) est étirée et aplatie (éch. C-04-42).108

Planche 21 : Échantillons de carotte de forage montrant les sulfures massifs magmatiques (SMM) interceptés dans le trou WR-03-16 entre 64.33 et 65 mètres à Frontier Central. On remarque également la présence de globules associés aux sulfures matriciels qui surmontent les sulfures massifs. Pour permettre la présence de globules de sulfures à cet endroit, il faut que l'unité ultramafique en question ait été l'hôte d'un système magmatique au dynamisme intense.111

Planche 22 : Photomicrographies en lumière réfléchie de sulfures massifs magmatiques remobilisés. A- Des exsolutions en flamme de pentlandite (PN) ainsi que quelques grains de chalcopryrite (CCP) sont inclus dans de la pyrrhotite (PO) massive. La chromite (CHR) est associée aux silicates (éch. C-04-24). B- La chalcopryrite (CCP) se concentre autour d'un fragment silicaté. La pentlandite (PN) et la pyrrhotite (PO) sont bien distinctes. Un peu de magnétite (MAG) est associée à la chalcophyrite (éch. C-04-23).115

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|-----|
| Tableau 3.1 Limites de détections calculées pour la microsonde (en % pds)..... | 118 |
| Tableau 4.1. Résultats obtenus pour le standard OREAS 13P en fonction des laboratoires et méthodes | 138 |
| Tableau 4.2. Résultats obtenus pour le standard Mount Keith en fonction des laboratoires et méthodes | 140 |
| Tableau 4.3. Exactitude, précision et limites de détection de l'ICP-MS basées sur l'analyse répétée du verre NIST 612 | 145 |
| Tableau 4.4. Teneurs moyennes des éléments majeurs normalisés à 100% anhydre et 100% silicates pour les roches magmatiques de la zone Frontier | 150 |
| Tableau 4.5. Teneurs des éléments majeurs normalisés à 100% anhydre et 100% silicates pour les roches sédimentaires de la zone Frontier | 151 |
| Tableau 4.6. Coefficients de partage entre le clinopyroxène et le liquide magmatique | 191 |
| Tableau 4.7. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon S-04-01..... | 192 |
| Tableau 4.8. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon S-04-12..... | 193 |
| Tableau 4.9. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-02 | 194 |
| Tableau 4.10. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-33 | 195 |
| Tableau 4.11. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-36 | 196 |
| Tableau 4.12. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-38 | 197 |
| Tableau 4.13. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-48 | 198 |

LISTE DES APPENDICES

| | |
|---|------------|
| APPENDICE A : LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS EN FORAGE | 244 |
| APPENDICE B : TABLEAUX DE LA MINÉRALOGIE ET DES TEXTURES DES ÉCHANTILLONS | 257 |
| B.1 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES BASALTES KOMATIITIQUES..... | 258 |
| B.2 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES MÉTABASALTES KOMATIITIQUES . | 259 |
| B.3 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES BASALTES OPHITIQUES..... | 260 |
| B.4 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES CUMULATS À OLIVINE | 262 |
| B.5 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES CUMULATS À OLIVINE ET CLINOPYROXÈNE POECILITIQUE | 263 |
| B.6 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES MÉTACUMULATS À OLIVINE ET CLINOPYROXÈNE POECILITIQUE | 265 |
| B.7 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES MÉTABORDURES FIGÉES | 267 |
| B.8 MINÉRALOGIE ET TEXTURES DES AUTRES TYPES DE ROCHES..... | 269 |
| APPENDICE C : TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES MINÉRAUX ET DES SULFURES ANALYSÉS À LA MICROSONDE | 271 |
| C.1 COMPOSITION DES SILICATES | 272 |
| C.2 COMPOSITION DES CARBONATES (CALCITE)..... | 283 |
| C.3 COMPOSITION DES OXYDES (CHROMITE)..... | 284 |
| C.4 COMPOSITION DES SULFURES | 285 |
| APPENDICE D : TABLEAUX DES RÉSULTATS D'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS | 289 |
| D.1 COMPOSITION DES BASALTES KOMATIITIQUES..... | 290 |
| D.2 COMPOSITION DES MÉTABASALTES KOMATIITIQUES | 292 |

| | | |
|---|--|------------|
| D.3 | COMPOSITION DES BASALTES OPHITIQUES..... | 294 |
| D.4 | COMPOSITION DES CUMULATS À OLIVINE | 298 |
| D.5 | COMPOSITION DES CUMULATS À OLIVINE ET CLINOPYROXÈNES POECILITIQUES..... | 300 |
| D.6 | COMPOSITION DES MÉTACUMULATS À OLIVINE ET CLINOPYROXÈNE POECILITIQUE | 304 |
| D.7 | COMPOSITION DES MÉTACUMULATS À OLIVINE ET CPX POECILITIQUE MINÉRALISÉS..... | 306 |
| D.8 | COMPOSITION DES MÉTABORDURES FIGÉES | 308 |
| D.9 | COMPOSITION DES AUTRES TYPES DE ROCHES | 312 |
| APPENDICE E : TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES SULFURES..... | | 316 |
| E.1 | CONCENTRATION DES ÉLÉMENTS CHALCOPHILES DANS LES KOMATIITES RECALCULÉE À 100% SULFURES..... | 317 |
| E.2 | CONCENTRATION DES ÉLÉMENTS CHALCOPHILES DANS LES BASALTES KOMATIITIQUES ET OPHITIQUES RECALCULÉE À 100% SULFURES..... | 318 |
| E.3 | CONCENTRATION DES ÉLÉMENTS CHALCOPHILES DANS LES SULFURES MAGMATIQUES DISSÉMINÉS, MATRICIELS ET MASSIFS | 319 |
| E.4 | CONCENTRATION DES ÉLÉMENTS CHALCOPHILES DANS LES SULFURES MAGMATIQUES REMOBILISÉS ET DANS LES SÉDIMENTS..... | 320 |

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abréviations des différents minéraux*

| | |
|---------------|-------|
| actinote | ACT |
| albite | AB |
| amphibole | AMPH |
| apatite | AP |
| augite | AUG |
| calcite | CAL |
| carbonate | CARB |
| chalcopyrite | CCP |
| chlorite | CHL |
| chromite | CHR |
| clinopyroxène | CPX |
| diopside | DI |
| épidote | EP |
| feldspath | FDS |
| galène | GN |
| hornblende | HBL |
| ilménite | ILM |
| magnétite | MAG |
| mica | MIC |
| olivine | OL |
| pentlandite | PN |
| plagioclase | PL |
| pyrite | PY |
| pyroxène | PX |
| pyrrhotite | PO |
| quartz | QTZ |
| séricite | SER |
| serpentine | SRP |
| sphalérite | SP |
| spinel | SPL |
| Sulfures | Sulf. |
| titanite | TTN |
| trémolite | TR |

Abréviations des roches décrites dans le présent rapport (en ordre alphabétique)

| | |
|---------|--|
| BK | basalte komatiitique |
| BO | basalte ophitique |
| CCA | cornéenne tachetée à actinote et chlorite |
| LVC | litharénite volcanique carbonatisée |
| MBF | métabordure figée |
| MBK | métabasalte komatiitique |
| MoC\la | métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique |
| oC | orthocumulat à olivine |
| oC\la | orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique |
| riche S | riche en sulfures |
| SAC | schiste à actinote et chlorite |
| SD | sulfures disséminés (magmatiques) |
| Silt. | siltstone |
| SM | sulfures matriciels (magmatiques) |
| SMM | sulfures massifs magmatiques |
| SMR | sulfures magmatiques remobilisés |
| SMS | sulfures massifs sédimentaires |

*La liste des abréviations des minéraux est conforme à celle d'usage international et suit Kretz (1983) selon les recommandations aux auteurs de la Revue Canadienne des Sciences de la Terre.

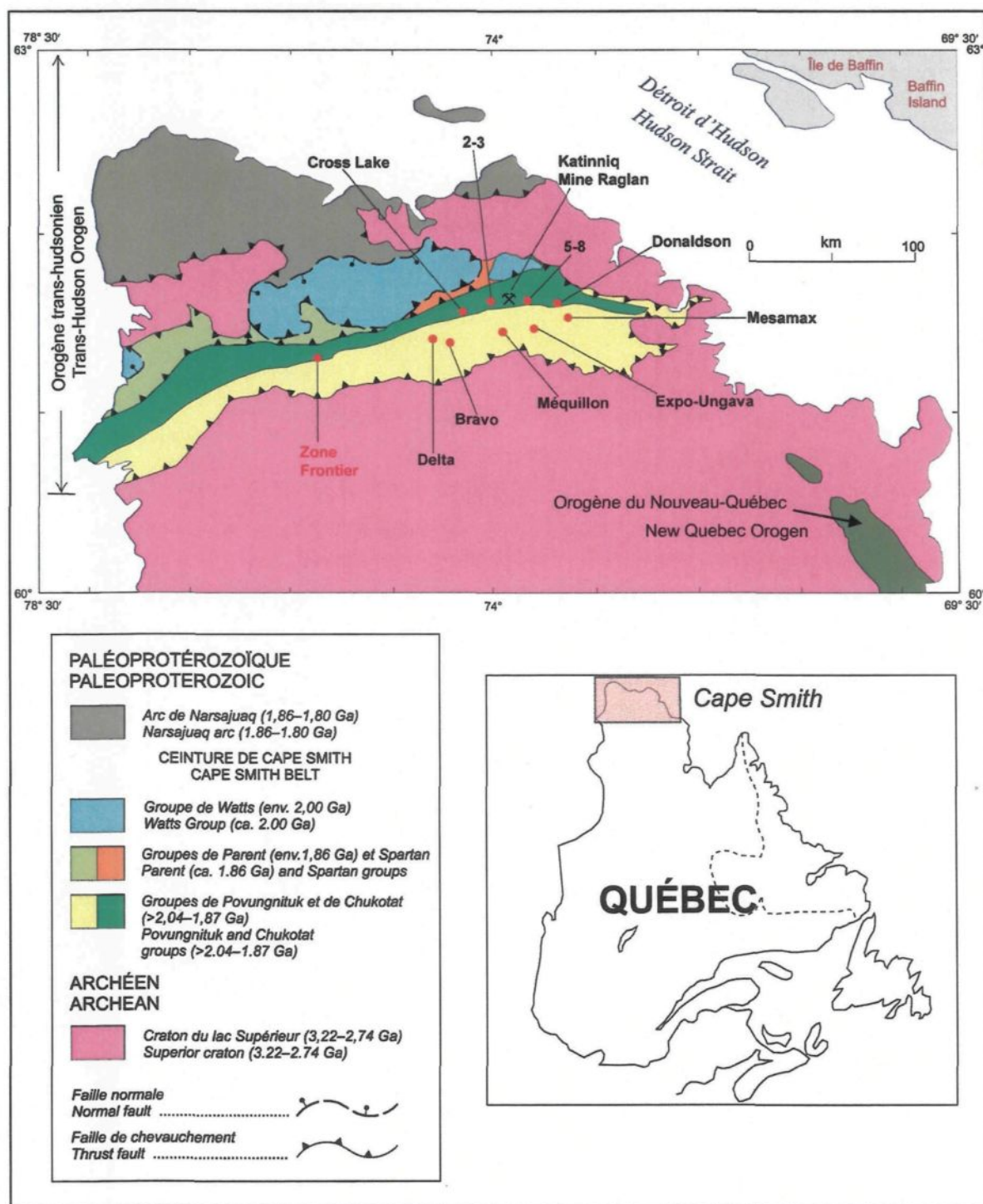
CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Le présent mémoire de maîtrise est une étude effectuée en partenariat avec Anglo American Exploration (Canada) Ltée, Knight Resources Ltée et l'Université du Québec à Chicoutimi. Ce projet porte sur l'étude des indices de Ni-Cu-ÉGP de la zone Frontier dans la ceinture de Cape Smith au Nouveau-Québec.

La ceinture de Cape Smith est reconnue pour ses nombreuses ressources nickélifères principalement localisées dans deux horizons stratigraphiques soit, l'horizon Raglan et l'horizon Delta (Giovenazzo et al., 1989). La grande majorité des gisements économiques découverts jusqu'à maintenant se trouvent dans l'horizon Raglan. On y note entre autre les gisements de Cross Lake, East Lake, Katinniq, 2-3, 5-8, 13-14, Boundary, et Donaldson. L'horizon Delta est l'hôte d'autres gisements et indices bien connus notamment, Mesamax, Expo-Ungava et Méquillon (Canadian Royalties) ainsi que Delta (Xstrata), et Bravo (Novawest Resources). La zone Frontier est située à environ 130 kilomètres à l'ouest de la mine Raglan sur le même horizon stratigraphique que celle-ci (fig. 1.1). Les indices sulfurés riches en nickel, cuivre et ÉGP qui y ont été découverts récemment font partie d'un complexe mafique-ultramafique provenant probablement d'un événement magmatique ayant affecté la presque totalité de la ceinture de Cape Smith. De plus, il est important de mentionner que le cadre tectonique et les roches hôtes à la minéralisation de la mine Raglan



et de la zone Frontier montrent des ressemblances non négligeables. Nous croyons donc qu'en utilisant la quantité importante d'informations déjà disponibles sur les gisements de Raglan, une comparaison entre la zone Frontier et ces derniers s'avère utile afin d'approfondir les connaissances sur cette nouvelle découverte et d'en évaluer le potentiel économique. La problématique de ce mémoire porte donc sur l'identification des similitudes et différences des contextes géologiques de la zone Frontier et des gisements de l'horizon Raglan.

Les questions soulevées sont alors les suivantes : le modèle magmatique de sulfures utilisé pour la mine Raglan est-il applicable aux minéralisations de Ni-Cu-ÉGP de la zone Frontier? Est-il possible d'y envisager la présence d'un gisement de même type? Nous tenterons de répondre à ces questions par l'atteinte des objectifs suivants : a) caractériser les différentes unités stratigraphiques et sulfures de la zone Frontier, b) expliquer l'origine des roches étudiées par un processus magmatique et la mise en place de la minéralisation, et c) synthétiser et interpréter les résultats afin de faire une comparaison avec le modèle proposé pour le gisement de Raglan. Ceci devrait permettre de proposer une série de recommandations pour l'exploration future dans la zone Frontier et ses environs.

Afin de mieux comprendre le mode de mise en place des gisements de Ni-Cu-(ÉGP) associés directement ou indirectement à la zone Frontier, une revue des modèles génétiques en cause sera préalablement présentée.

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

1.2.1 *Cadre général*

Selon les rapports de Ni/Cu et Ni/S, Barnes et Lightfoot (2005) divisent les gisements magmatiques de Ni-Cu en 2 classes majeures. Le rapport Ni/Cu reflète la composition du magma silicaté à partir duquel le liquide sulfuré a ségrégué. Le rapport Ni/S est directement relié au rapport Ni/Cu et fait référence à la concentration en nickel de la roche recalculée à 100% de sulfures. La première classe de gisement de Ni-Cu a des rapports Ni/Cu variant de 0.8 à 2.5. Elle comprend les dépôts associés aux intrusions de gabbro-norite comme les gisements de Sudbury, Jinchuan, Noril'sk-Talnakh et Voisey's Bay. Les gisements de cette classe ont des tonnages élevés mais des concentrations en nickel faibles, soit de 1 à 6% nickel pour des concentrations recalculées à 100% de sulfures. Les gisements de la deuxième classe ont des rapports Ni/Cu supérieurs à 3. Ils se trouvent à la base d'unités ultramafiques komatiitiques ou picritiques tel Kambalda, Perseverance, Thompson, Cape Smith et Pechenga. Ces derniers ont des tonnages faibles mais les concentrations en nickel sont élevées, soit de 6 à 20% nickel pour des concentrations recalculées à 100% de sulfures. Comme la minéralisation nickelifère de cette étude est associée aux unités ultramafiques komatiitiques, les paragraphes qui suivent mettent l'emphasis sur la deuxième classe de gisements.

Afin qu'il y ait formation d'un gisement magmatique, certaines étapes bien définies sont nécessaires (Barnes et Maier, 1999). Premièrement, il faut qu'il y ait fusion partielle du manteau. Ensuite, le magma doit remonter vers la croûte. Ce passage doit s'effectuer le plus rapidement possible pour éviter la ségrégation des sulfures. Un plume mantellique

interceptant un rift ou d'anciennes failles profondes semble être le site idéal. Une source en soufre doit être disponible afin d'induire la saturation du magma en sulfures. Une fois le magma mis en place dans la croûte, la cristallisation ou la formation de la phase qui collecte les métaux s'effectue. L'étape ultime consiste en la concentration des phases métalliques qui est gérée par divers phénomènes. Dépendamment sous quelles conditions ces étapes ont lieu, la composition du gisement différera.

Un haut degré de fusion partielle produira un magma riche en MgO comme des komatiites, hôtes des plus grandes concentrations en nickel. Par contre, certains gisements montrant de hautes teneurs en nickel ne sont pas toujours riches en ÉGP. Une fusion partielle de 25% est nécessaire pour fondre tous les sulfures dans le manteau et s'accaparer ainsi la majeure partie des métaux (Keays, 1995). Bien sûr, le pourcentage de fusion partielle nécessaire dépend grandement de la concentration en soufre et de la pression qui modifient la solubilité de ce dernier (Haughton et al., 1974). Pour un taux de fusion partielle de moins de 25%, les sulfures du manteau ne seront pas tous fondus. La certaine quantité de soufre restante dans le manteau supérieur va retenir les ÉGP. Ceci expliquerait pourquoi les coulées basaltiques continentales, ou MORB, qui requièrent une fusion partielle de 10 % ou moins, vont être appauvries en ÉGP (Barnes et Maier, 1999).

Les variations dans le mode d'emplacement de la roche hôte influencent également les concentrations en métaux. Lors de la remontée du magma dans la croûte, la ségrégation précoce des sulfures de haute densité dans les conduits peut induire un appauvrissement en métaux, particulièrement pour les éléments ayant un coefficient de partage élevé comme les

ÉGP. Il est possible que cette ségrégation se produise lors d'un ralentissement de la montée du magma en route vers la surface. Un cheminement rapide favorisé par une croûte mince tel un rift ou une zone de failles profondes serait donc un critère nécessaire à la formation d'un gisement de Ni-Cu-(ÉGP). Le modèle proposé par Barnes et al. (2001) pour Pechenga dans la Péninsule de Kola en Russie est un exemple concret d'un transfert du magma à la croûte idéal à la formation de minerai de Ni-Cu-ÉGP (fig. 1.2).

Suite à la mise en place du magma dans la croûte, sans ségrégation prématurée des sulfures, une saturation en liquide sulfuré doit se produire pour que les métaux puissent être collectés. Cette saturation peut s'effectuer après une contamination du magma par les sédiments riches en soufre. Les isotopes de rhénium et d'osmium sont de bons indicateurs de l'ampleur de la contamination crustale durant la genèse des gisements de Ni-Cu-(ÉGP). En effet, le système Re-Os montre un contraste frappant entre le manteau et la croûte. Par exemple, les proportions d'osmium radiogénique du gisement de Ni-Cu d'Alexo associé à une coulée métakomatiitique dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi montrent bien des évidences de contamination crustale (Lahaye et al., 2001). En plus de fournir des informations sur le contaminant potentiel du minerai, le système isotopique de Re-Os d'un échantillon de sulfure magmatique peut aider à déterminer l'âge de formation ou du métamorphisme du minerai, la source et la composition du magma silicaté, le facteur R (proportion de liquide silicaté par rapport au liquide sulfuré) et le degré de fractionnement des sulfures immiscibles (Lambert et al., 1999). Les isotopes de soufre sont également utilisés pour détecter une contamination du système magmatique par la croûte. Dans le cas du gisement de Kambalda par exemple, Leshner et Burnham (2001) ont démontré que les

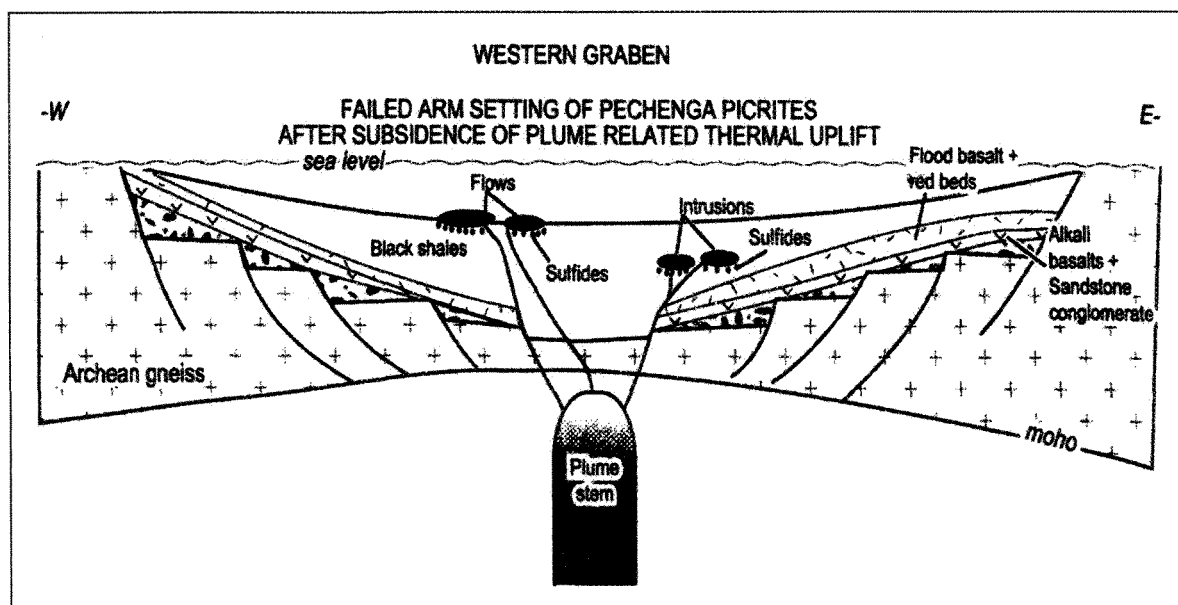


Figure 1.2 : Modèle du cadre tectonique de la région de Pechenga au moment de l'emplacement des ferropicrites, montrant une section en coupe du grabben ouest (tiré de Barnes et al., 2001).

isotopes de soufre sont des indicateurs de contamination encore plus sensibles que les isotopes d'osmium.

Après que la saturation en soufre se soit accomplie, le liquide sulfuré immiscible se sépare du magma mafique ou ultramafique en formant de fines gouttelettes. Ce phénomène d'immiscibilité ne peut se produire que dans des conditions spécifiques de température, de pression, de fO_2 , de fS_2 , du contenu de FeO et de SiO_2 (Haughton et al., 1974; Naldrett, 1981; Naldrett, 1989; Li et Ripley, 2005). La contamination du magma par la roche crustale peut faire varier tous ces paramètres dans un même laps de temps (Leshner et Campbell, 1993). Sous l'effet de la turbulence, les gouttelettes ainsi formées vont collecter les métaux présents. Le mélange des sulfures au liquide doit être efficace pour que l'extraction du nickel soit maximale (Rice et Moore, 2001).

La concentration d'un métal dans les sulfures est contrôlée par la concentration de ce métal dans le liquide silicaté. L'équation suivante de Campbell et Naldrett (1979) s'avère alors d'une grande utilité.

$$C_c = C_L D(R+1)/(R+D)$$

Où C_c et C_L sont les concentrations de l'élément dans les liquides sulfuré et silicaté respectivement, D est le coefficient de partage de l'élément entre les deux liquides, et R est la proportion du liquide sulfuré par rapport au liquide silicaté. Le coefficient de partage et le facteur R sont intimement liés. Par le fait même, les métaux ayant un coefficient de partage élevé dans les sulfures sont très sensibles aux variations du facteur R . Ces analogies permettent d'expliquer une certaine gradation quant à la concentration des métaux dans la

partie minéralisée. Les sulfures disséminés sont en général plus riches en métaux que les sulfures matriciels et massifs situés en bordure de l'intrusion ou de la coulée. Ceci est probablement dû au fait que les sulfures disséminés ont un plus grand facteur R, c'est-à-dire qu'ils ont été en contact avec un plus grand volume de magma (Barnes et al., 1997).

Lorsque la vitesse d'écoulement du magma silicaté diminue, le liquide sulfuré plus dense que le liquide silicaté peut s'accumuler dans des pièges stratigraphiques ou structuraux. Les dépressions topographiques à la base des intrusions ou des coulées, un conduit nourricier pénétrant dans une chambre magmatique ou un filon-couche sont des endroits de prédilection pour l'accumulation des gouttelettes de sulfure.

1.2.2 Cadre spécifique à la Ceinture de Cape Smith

Les gisements de nickel associés aux magmas komatiitiques et picritiques des ceintures de roches vertes sont les plus importants exemples de minéralisations magmatiques des roches volcaniques. Ils contiennent à eux seuls près du quart des ressources mondiales en nickel avec des quantités significatives de cuivre et d'éléments du groupe de platine. Cape Smith, Kambalda et Thompson font partie des unités komatiitiques. Afin de décrire plus en détail le modèle proposé pour Cape Smith, il est important de comprendre les particularités bien spécifiques d'une lave komatiitique.

Comparativement aux autres types de gisements magmatiques, ceux associés aux unités komatiitiques sont caractérisés par un rapport Ni/Cu élevé et un rapport Pd/Ir bas. Cette caractéristique indique que l'Ir n'a pas été perdu lors d'une cristallisation précoce, la saturation en S ne s'est pas effectuée avant la formation du gisement en tant que tel dans la

croûte (Barnes et al., 1988). Le magma mafique est pauvre en SiO_2 et riche en Fe et Mg. La concentration en SiO_2 de ce dernier est d'une importance capitale pour la détermination de sa densité et sa viscosité (Valentine, 1992). La faible viscosité du magma komatiitique très magnésien est idéale pour une ascension rapide vers la surface et pour former des coulées extensives qui s'étaleront sur une très grande surface. Différents faciès sont observables à l'intérieur d'une même coulée ou intrusion. Latéralement, selon qu'elle soit proximale ou distale, la roche passe d'une dunite komatiitique par une péridotite komatiitique à une komatiite et possiblement un basalte komatiitique (Leshner, 1989). Ces changements dans la composition de la roche sont fonction du refroidissement graduel du système à mesure qu'il se propage. Dans le cas des roches ultramafiques, l'utilisation des termes dunite, péridotite et pyroxénite peut toutefois s'avérer problématique car selon le guide terminologique de l'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) (Le Maitre et al., 2002), ces noms sont définis comme plutoniques. L'origine extrusive et intrusive de ce contexte étant matière à débat, Barnes (manuscrit accepté) propose d'éviter toute connotation génétique. Les termes utilisés pour les roches à cumulat (adcumulat, mésocumulat et orthocumulat) sont plus appropriés. De plus, dans le cas de Cape Smith, Barnes et al. (1992) ont noté que les noms dunite, péridotite et pyroxénite ne sont pas adéquats à cause du contenu élevé en verre dévitrifié et produits métamorphiques.

Les différents types de roches se répètent souvent plus d'une fois dans une même unité. Ce phénomène serait causé par un empilement de chenaux de lave successifs (Leshner, 1989) ou par des apports répétitifs de magma (Barnes et Giovenazzo, 1990). La partie la plus magnésienne à la base d'une séquence contient la majorité de la minéralisation mais

les sulfures peuvent aussi avoir été remobilisés dans des fractures et veines lors d'un épisode de déformation subséquent.

Les laves komatiitiques sont considérées comme étant sous-saturées en soufre. Elles présentent par contre des caractéristiques non négligeables pouvant mener à la contamination du magma. Une très haute température, une faible viscosité, une tendance à l'écoulement turbulent sont des qualités qui faciliteraient la fusion et l'assimilation de la roche située juste en dessous des chenaux. Une explication plausible à ce phénomène est l'érosion thermique. La figure 1.3 montre un modèle développé par Hill et al. (1987) expliquant la formation d'un chenal d'érosion thermique produit lors du passage de la lave komatiitique sur une roche plus ancienne. Lesher (1989) propose un modèle impliquant l'érosion thermique basé sur Kambalda, mais applicable à la plupart des autres dépôts associés aux komatiites. Les sédiments peuvent avoir été érodés lors du passage de la lave chaude dans les conduits. Ceci expliquerait l'absence ou la faible épaisseur de couches sédimentaires. Le liquide sulfuré provenant de ces sédiments peut alors se mélanger au liquide silicaté du chenal. Les sulfures collectent les métaux chalcophiles sous l'effet de la turbulence induite par l'écoulement puis précipitent au fond de dépressions ou de structures en auge suite à une diminution de la vitesse d'épanchement. L'absence de sédiment sous certains endroits bien précis de la coulée est donc expliquée par l'érosion thermique, mécanisme plausible de la saturation en soufre.

Cas et Beresford (2001) sont en désaccord avec le modèle d'érosion thermique et proposent plutôt une érosion physique du substrat. Selon eux, le front turbulent de la lave

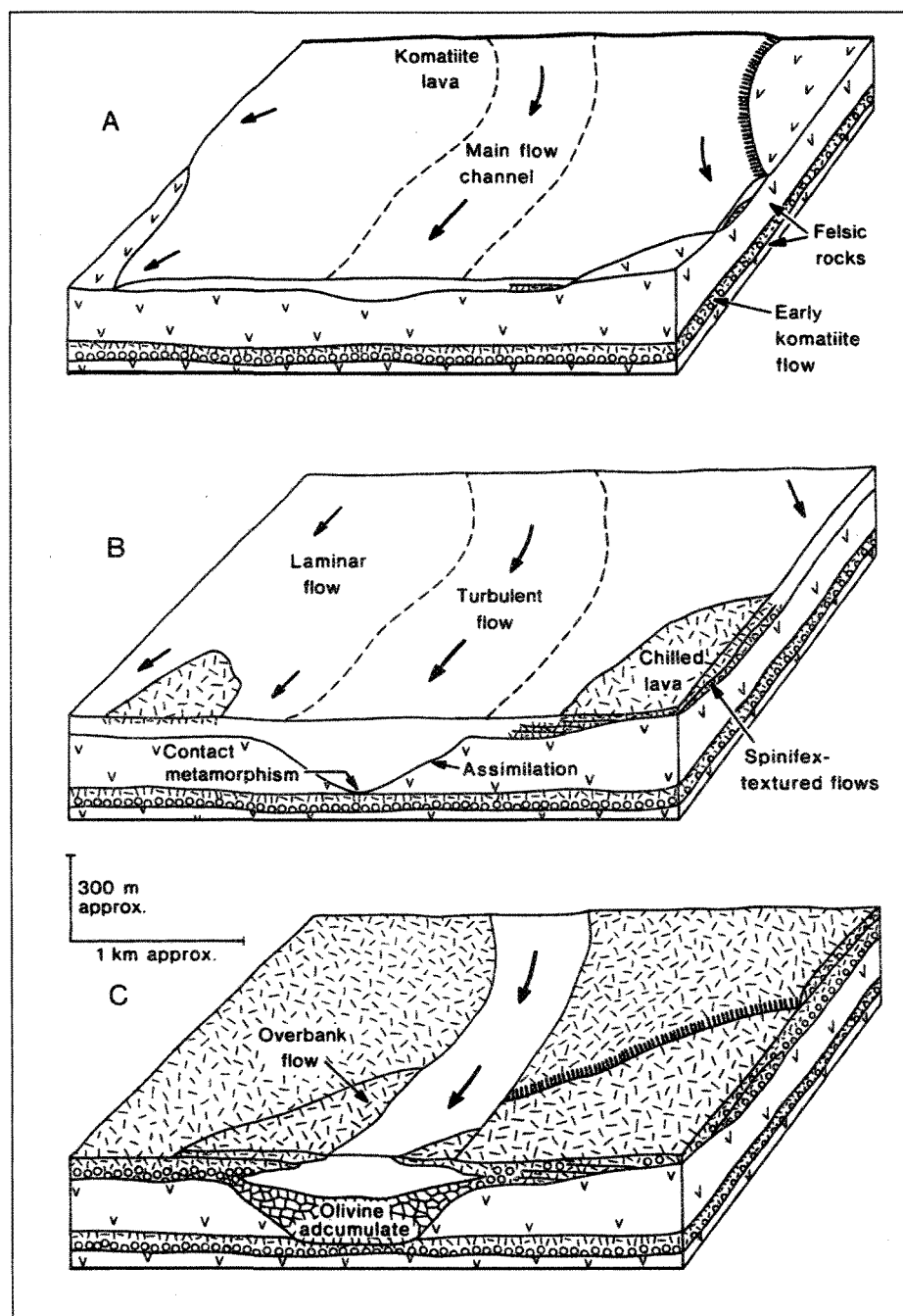


Figure 1.3 : Modèle de la formation d'un chenal d'érosion thermique lors du passage d'une coulée de lave komatiitique (Hill et al., 1987).

La marge de la coulée cristallise avec une texture à spinifex tandis qu'un cumulat à olivine se développe au centre du chenal.

creuse des chenaux dans les sédiments non consolidés de faible densité. Le tout s'effectue sous un système d'épanchement laminaire global. Ils ne nient pas la possibilité d'une érosion thermique mais celle-ci serait plutôt accessoire et se produirait après accomplissement de l'érosion physique.

Une étude menée par Baker et al. (2001) montre que l'assimilation de la croûte dans le cas de l'érosion physique ou thermique par la lave n'est pas nécessaire à l'absorption des sulfures. Le transfert du soufre et même des métaux Cu, Ni et Pt pourrait s'effectuer par l'entremise d'une phase volatile sulfureuse dans une chambre magmatique.

Dans la Ceinture de Cape Smith, tel que mentionné par Hynes et Francis (1982) et Picard (1986, 1990) des conduits nourriciers venant des profondeurs du manteau ont formé les premières séquences de basalte komatiitique lors de l'ouverture d'un bassin océanique dans un contexte de proto-rift. Au niveau de la Formation de Raglan, les magmas riches en magnésium forment principalement des coulées constituées de plusieurs horizons lenticulaires (fig. 1.4). Ces coulées sont interprétées comme étant des tubes de lave canalisant le magma chaud (Barager et Scoates, 1987; Picard, 1989; Leshner et al., 1999). Certains auteurs les considèrent plutôt comme des conduits sub-volcaniques, c'est-à-dire des intrusions formées à faible profondeur, normalement liés à des cheminées volcaniques (Barnes et al., 1982; Dillon-Leitch et al., 1986; Giovenazzo, 1986; Giovenazzo et al., 1989). Les sulfures de nickel-cuivre riches en éléments du groupe du platine de l'horizon de Raglan sont localisés principalement à la base de ces coulées ultramafiques ou conduits sub-volcaniques (Barnes et Barnes, 1990 Leshner et al., 1999). Tandis que la minéralisation

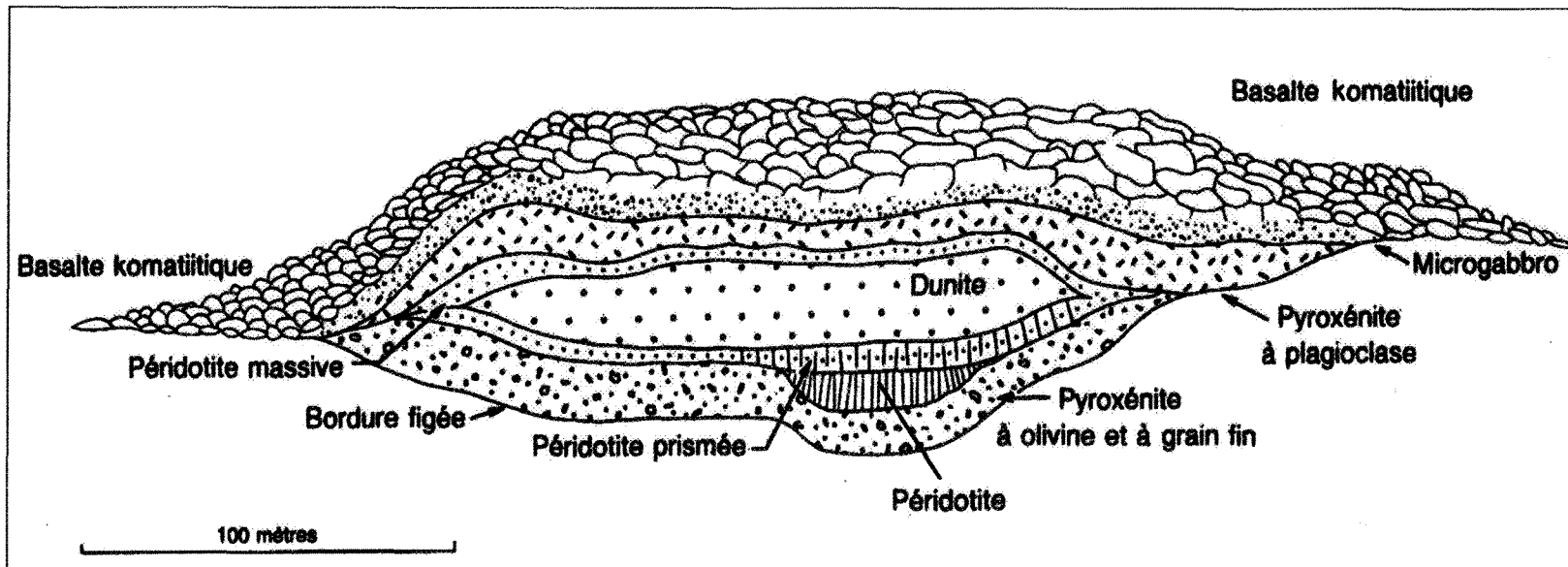


Figure 1.4: Exemple de coulée rencontrée dans le centre de la Fosse de l'Ungava dans une séquence de basalte à olivine (modifié de Picard, 1989).

nickélifère de l'horizon Delta est plutôt associée à des intrusions ou filons-couches mafiques et ultramafiques (Giovenazzo et al., 1989; Barnes et Giovenazzo, 1990; Tremblay 1990). Les lentilles minéralisées sont souvent constituées d'un horizon de sulfures massifs, surmonté par des sulfures matriciels puis disséminés. Ces sulfures minéralisés en cuivre, nickel et éléments du groupe du platine consistent essentiellement en un assemblage de pyrrhotite, pentlandite et chalcopryrite dans des proportions diverses (Barnes et al., 1992). La minéralisation est le produit d'une séparation du liquide sulfuré depuis le magma komatiitique à cause d'une saturation soudaine en soufre.

À Cape Smith, le modèle couramment utilisé montre que les métaux sont de source mantellique et que le soufre a été introduit dans le magma suite à une érosion thermique de sédiments riches en soufre (Williams et al., 1999). Cependant, des études sur le système isotopique de Re-Os n'indiquent aucun signe d'osmium radiogénique visible dans le gisement komatiitique basaltique de Cape Smith (Shirey et Barnes, 1994, 1995). Il est d'ailleurs possible que certains gisements associés aux komatiites dérivées du manteau supérieur pourraient ne pas avoir subi de contamination par la croûte radiogénique (Foster et al., 1996). Par contre, Leshner et Stone (1996) suggèrent que les signes de contamination crustale d'osmium peuvent être inexistantes en raison d'un facteur R trop élevé. L'osmium sédimentaire est alors camouflé par l'Os de source ignée. D'après Leshner et al. (1999), cette saturation en soufre serait donc obtenue par un processus d'érosion thermique volcanique appliqué sur les sédiments sulfurés (fig. 1.5). Dans un système d'emplacements répétés de chenaux de lave, il est possible que l'érosion thermique induise la disparition de certaines

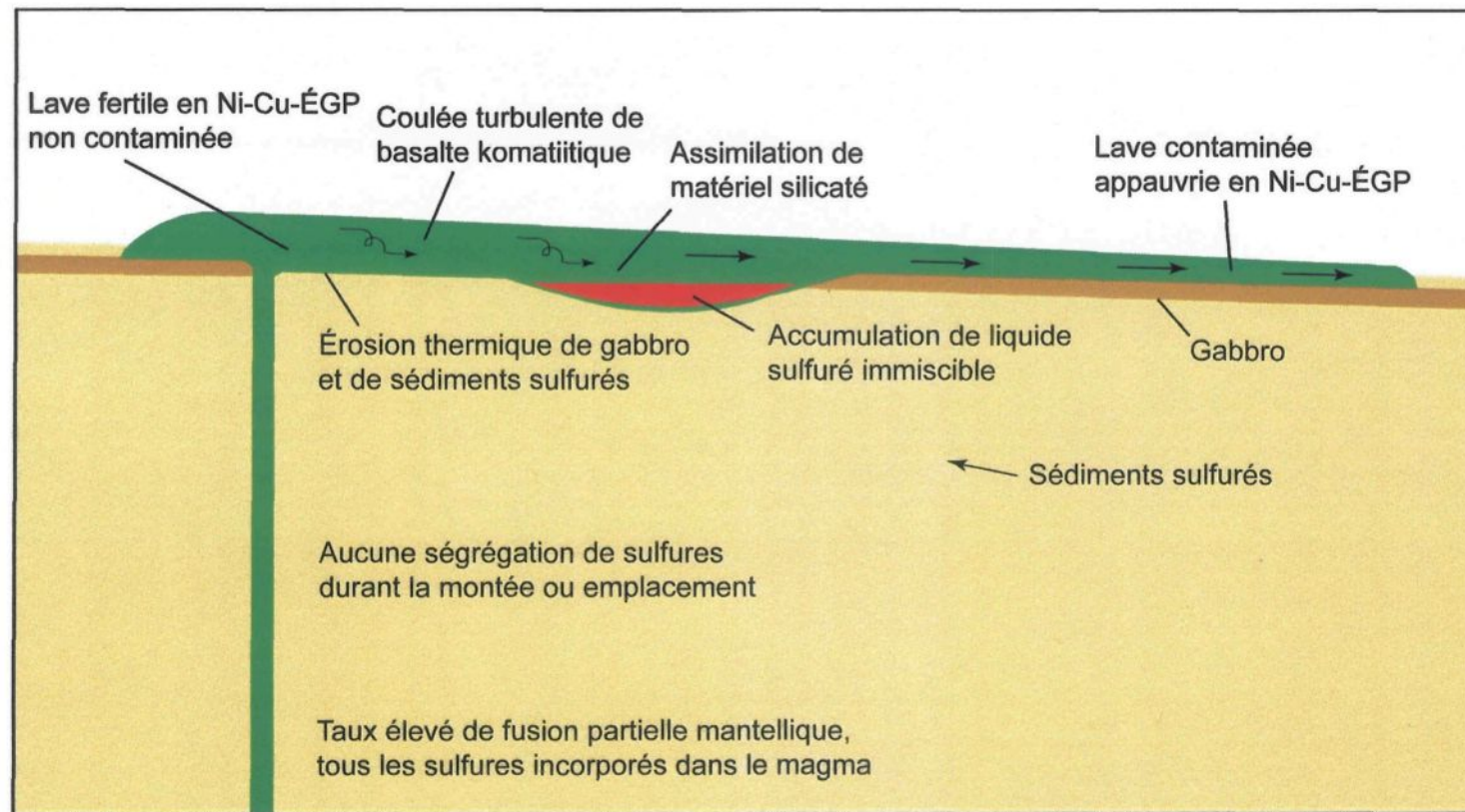


Figure 1.5: Modèle d'érosion thermique volcanique pour les gisements de Ni-Cu-ÉGP de l'horizon de Raglan (modifié de Leshner et al., 1999).

sections de sédiments qui s'étaient déposées entre les horizons volcaniques. La colonne stratigraphique interprétative de la Formation de Raglan présentée à la figure 1.6 illustre bien ce phénomène. Le modèle global de complexe de chenaux de lave proposé pour l'horizon de Raglan est montré à la figure 1.7. Il semble que les unités ultramafiques représenteraient un système de chenaux linéaires de lave se poursuivant sur plusieurs dizaines de kilomètres.

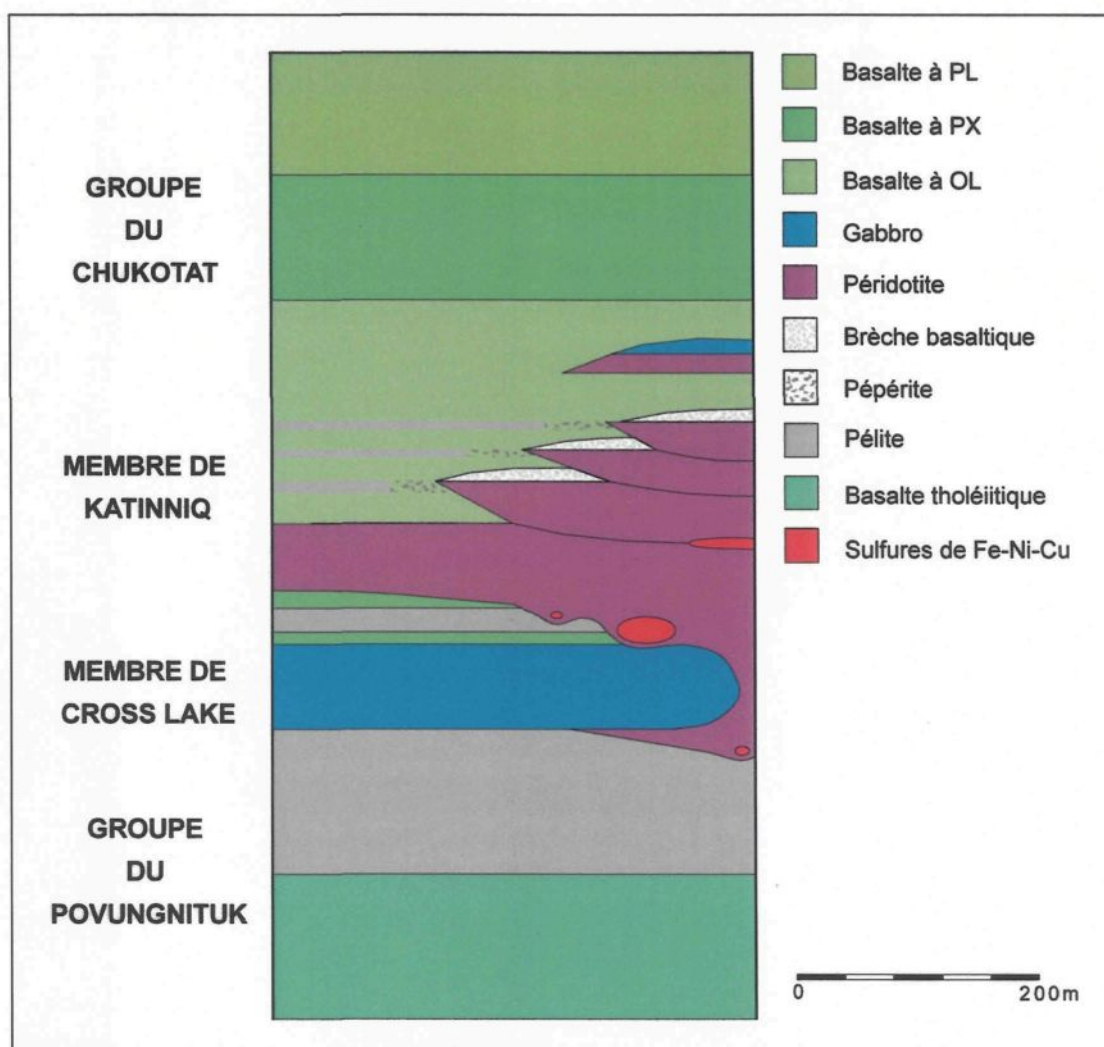


Figure 1.6 : Colonne stratigraphique interprétative de la Formation de Raglan (modifié de Lesher et al., 1999).

L'érosion thermique du substrat expliquerait l'absence d'horizons sédimentaires sous les unités ultramafiques.

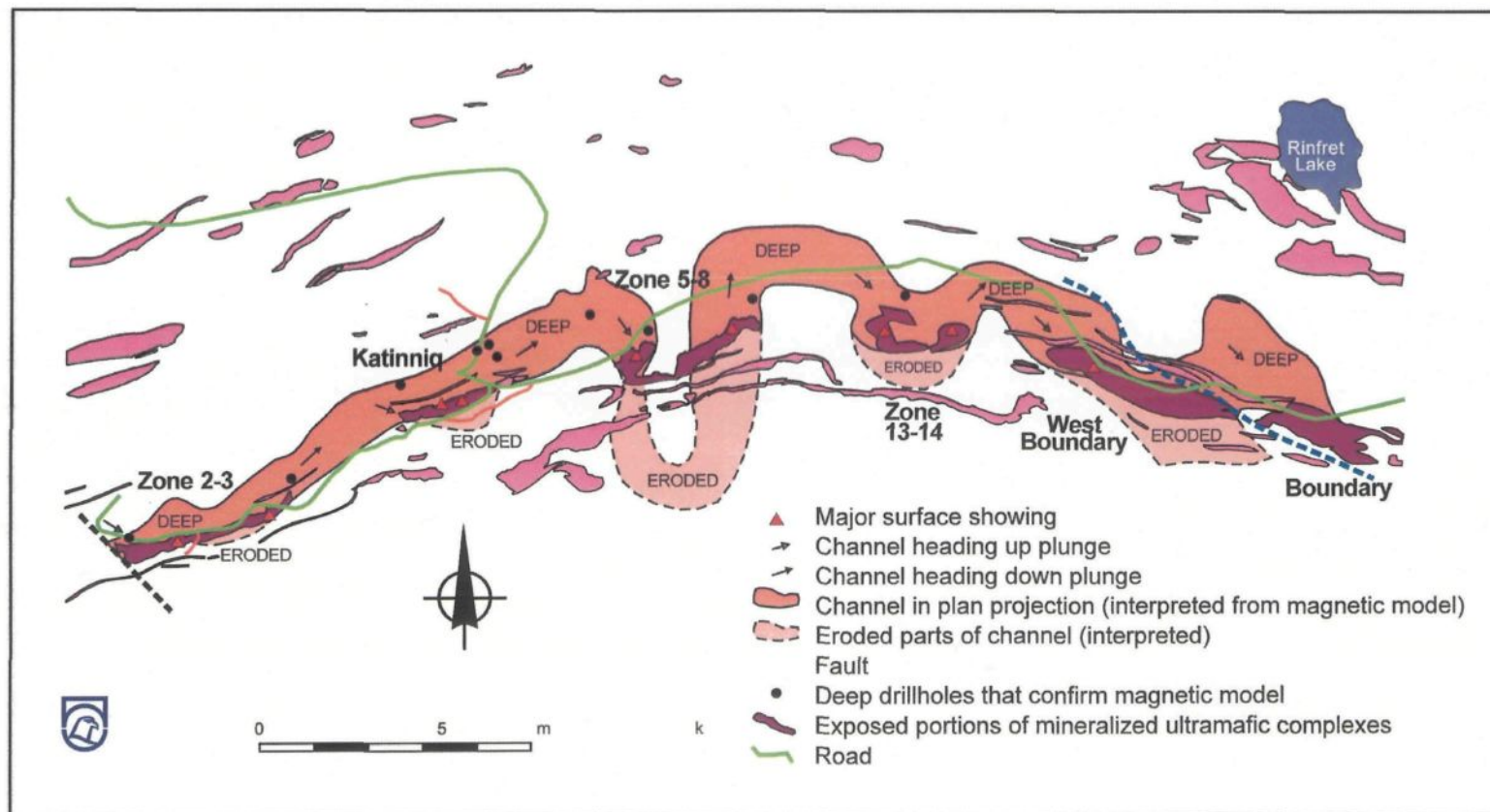


Figure 1.7 : Modèle global de chenaux de lave proposé pour l'horizon de Raglan (Green et Dupras, 1999).

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 Géologie régionale

2.1.1 Situation

La zone Frontier se trouve au centre de la propriété West Raglan, propriété située dans la partie centrale ouest de la ceinture protérozoïque de Cape Smith. La ceinture de Cape Smith s'étend au nord du Québec dans la péninsule de l'Ungava sur une distance de 375 kilomètres est-ouest et montre une largeur maximale nord-sud de 90 kilomètres. Elle est limitée au sud par les roches gneissiques et plutoniques du socle archéen de la Province du Supérieure sur lesquelles elle repose en discordance. Au nord, la ceinture de Cape Smith est bordée par les gneiss et granulites du socle archéen parautochtone ainsi que par les tonalites et monzogranites de l'arc de Narsajuaq (fig. 1.1). Cette ceinture de roches présentant une suite d'écailles imbriquées les unes contre les autres du nord vers le sud a été affectée par l'orogénie Trans-Hudsonienne (Hynes et Francis, 1982). Elle correspond aussi à l'évolution successive de deux bassins océaniques (Picard et al., 1989).

2.1.2 Lithostratigraphie

La ceinture volcanosédimentaire de Cape Smith d'âge protérozoïque (1830-2000 Ma, Parrish, 1989) est divisée en deux domaines séparés par la faille de Bergeron : le domaine

sud et le domaine nord (fig. 2.1). Le domaine nord est décrit plus brièvement car le cadre géologique de cette étude touche uniquement la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava.

Le domaine sud comprend du sud vers le nord les Groupes de Lamarche, de Povungnituk et de Chukotat. Chevauchant la Province archéenne du Supérieur le long d'un plan de décollement, le Groupe de Lamarche (Lamothe, 1993) comprend essentiellement des roches sédimentaires détritiques. Ces sédiments sont recoupés par des intrusions gabbroïques et interstratifiés avec de minces horizons de basaltes. Juste au nord du Groupe de Lamarche se trouve le Groupe de Povungnituk (Hynes et Francis, 1982; Moorhead 1986; Lamothe, 1993) qui est divisé en trois formations principales du côté ouest de la Fosse. La partie inférieure, la Formation de Dumas, comprend essentiellement des roches sédimentaires détritiques interlitées avec des coulées basaltiques. Ces dernières se font de plus en plus abondantes vers le nord. La partie centrale, la Formation de Beauparlant, est composée d'une suite de coulées basaltiques avec quelques dômes de rhyolite et des bandes pyroclastiques ou sédimentaires (Picard, 1986). Un peu plus au nord, on rencontre la Formation de Nuvilic qui est constituée en grande partie de volcanoclastites. Plusieurs filons-couches mafiques et ultramafiques sont intrusifs dans le Groupe de Povungnituk. L'assemblage des différentes unités décrites ci-dessus est considéré comme étant le produit d'un environnement de rift continental en milieu marin de faible profondeur (Hynes et Francis, 1982; Picard 1986). Le Groupe de Chukotat (Lamothe, 1986; Moorhead, 1986) chevauche le Groupe de Povungnituk. Il est composé principalement de séquences basaltiques débutant par des basaltes komatiitiques à olivine, pour se terminer par des basaltes à plagioclase plutôt tholéiitiques, en passant par des basaltes à pyroxènes. Ces

coulées de lave très peu déformées, sont soit coussinées, soit massives en quantités moins importantes ou litées à quelques endroits (Hynes et Francis, 1982). L'étude pétrographique et géochimique de ces laves démontre qu'elles font partie intégrante d'une croûte océanique (Picard et al., 1989; Picard et al., 1990).

Le domaine nord dans la partie ouest de la Fosse ne comprend essentiellement que trois groupes. Tout d'abord, le Groupe de Watts est constitué d'un assemblage de coulées basaltiques et d'intrusions multiples. Ce groupe de roche est interprété comme un complexe ophiolitique démembré (St-Onge et al., 1989). On trouve aussi le Groupe de Parent caractérisé par un empilement de tufs et de coulées de basalte. Sa signature magmatique indique un volcanisme de marge continentale active à proximité d'une zone de subduction (Lamothe, 1993). Finalement, des roches détritiques formées de wackes et de grès composent le Groupe de Perreault.

2.1.3 Géologie structurale

Les roches de la ceinture de Cape Smith ont été affectées par trois événements majeurs de déformation (Hynes et Francis, 1982; Hoffman, 1985; St-Onge et Lucas, 1986; Lucas et St-Onge, 1989). L'événement principal de déformation (D1) s'est produit lors du transport du nord vers le sud des différentes unités rocheuses venant s'imbriquer sur le socle archéen. Cet épisode a imprégné une forte schistosité S1 parallèle aux failles de chevauchement et une linéation d'étirement normalement nord-sud. Le deuxième événement (D2) fait référence aux derniers stades de compression nord-sud qui ont produit des plis parallèles à la direction générale de la ceinture (axe est-ouest) et déversés vers le

sud. Ces plis sont d'amplitude kilométrique. Ils sont caractérisés par une schistosité coaxiale S2 bien développée dans les sédiments. Le troisième épisode de déformation (D3) a formé de grands plis ouverts de longueur d'onde plurikilométrique. Ils sont d'axe nord-ouest et de faible plongée. Cette période de déformation est représentée par un clivage de fracture S3. Cet épisode de plissement a provoqué un soulèvement puis l'érosion en partie des unités rocheuses.

2.1.4 Métamorphisme

Le socle archéen semble avoir été métamorphisé jusqu'au faciès granulite. La bande de Cape Smith montre un métamorphisme passant du faciès schiste vert dans le domaine sud au faciès amphibolite moyen ou inférieur dans le domaine nord. Les structures et assemblages minéralogiques pre-, syn- et post-métamorphiques résultent des événements thermaux associés à un épaississement crustal causé par l'accrétion des écailles (Bégin, 1989).

2.2 Géologie locale

2.2.1 Travaux antérieurs

Avant que la compagnie Anglo American ne fasse l'acquisition de la propriété West Raglan peu de données ont été cueillies dans les environs du lac Chukotat. Jusqu'à maintenant, la majeure partie de la propriété n'a fait l'objet d'aucun projet gouvernemental de cartographie majeure (Dufresne et Dombrowski, 2004). Les parties adjacentes ouest et est ont cependant été cartographiées par Bergeron (1957, 1959) et par Moorhead (1986, 1987) respectivement. De 1987 à 1988, trois compagnies minières ont entrepris des travaux

de cartographie, d'échantillonnage et/ou de géophysique dans la région du lac Chukotat. Ces compagnies sont par ordre d'arrivée, Aerodat Ltée pour Ateba Mines Corp, A.C.A. Howe International Ltée pour Jascan Resources Inc et A.C.A. Howe pour Atcha Mines Inc (tels que cités par Hasik et al., 1995). En 1994, la région du lac Renard couvrant une petite partie de la propriété au contact entre les groupes du Chukotat et du Povungnituk a été cartographiée à l'échelle 1 :10000 dans le cadre d'un projet de maîtrise (Budkewitsch, 1994). Enfin, une équipe d'exploration minière de Xstrata Ltée a effectué une cartographie au 1 :20000 en 1995 couvrant près de 160 km² juste à l'est du lac Chukotat (Hasik et al., 1995).

En 2002, Anglo American Exploration (Canada) Ltée acquiert la propriété West Raglan qui s'étendait alors sur 720 km² (fig. 2.1). La propriété s'agrandira vers le sud par la suite pour couvrir un total de 826 km². Les quelques données cueillies lors d'une prospection préliminaire effectuée durant la saison estivale 2002 semblaient indiquer que la Formation de Raglan et l'horizon de Delta se poursuivaient vers l'Ouest et couvraient une bonne portion de la propriété nouvellement acquise. Rappelons ici que la Formation de Raglan et l'horizon de Delta sont les hôtes des gisements et indices de Ni-Cu-ÉGP bien connus de la ceinture de Cape Smith.

En 2003, Knight Resources Ltée conclut un accord avec Anglo American et acquiert 49% des parts de la propriété West Raglan. Durant quatre saisons estivales, soit de 2003 à 2006, la totalité du territoire a été prospectée. Environ 70 km², soit près de 10% de la superficie totale de la propriété, ont fait l'objet de travaux de cartographie de détail à

l'échelle 1 :2500 et 1 :5000. De plus, des levés géochimiques de sols et de tills, différents levés géophysiques aéroportés (SPECTREM, AEROTEM), magnétométriques, électromagnétiques (EMH, PULSE-EM, TBF), gravimétriques ainsi que des forages au diamant (128 trous totalisant 18.6 km) ont confirmé la présence de zones favorables à l'exploration de gisements de Ni-Cu-ÉGP dont la zone Frontier qui contenait plusieurs indices minéralisés.

À elle seule, la zone Frontier a fait l'objet d'une cartographie détaillée au 1 :2500 et d'un bon nombre de trous de forage (84 trous totalisant 13 km) menant ainsi à une meilleure compréhension de la lithostratigraphie et à la découverte de plusieurs indices minéralisés. Les meilleurs résultats de forage ont été interceptés en 2003 et 2004 et ont titré 0.84-11.83% Ni et 0.33-4.92% Cu ainsi que 475-5421 ppb Pd et 94-1210 ppb Pt sur des distances de 0.3 à 19 m.

Bien sûr, des travaux d'exploration supplémentaires restent à faire afin d'identifier sur une base économique les ressources nickélifères de la zone Frontier.

2.2.2 *Lithostratigraphie*

La zone Frontier est située à 6 km à l'ouest du lac Chukotat. Elle mesure 3 km de long par 1.5 km de large et est localisée, d'après les observations de cette étude, sur la partie inférieure du Groupe de Chukotat et la partie supérieure du Groupe de Povungnituk soit la Formation de Beuparlant et la Formation de Nuvilic. La limite entre les groupes de Chukotat et de Povungnituk sur la zone Frontier ne forme pas une ligne bien définie mais plutôt une zone de transition sur environ 750 m de large où les unités stratigraphiques du

Chukotat et du Povungnituk s'interstratifient. Cependant, à partir d'observations caractéristiques et majoritaires, il est possible de tracer un contact approximatif NE-SO (070-250) entre les deux groupes passant au centre de la zone Frontier.

La totalité de la zone Frontier a été cartographiée à l'échelle 1 :2500. Cette carte est présentée en trois parties à l'échelle 1 :5000 à la figure 2.2. La zone cartographiée consiste essentiellement en un assemblage d'unités ultramafiques, de basaltes komatiitiques, de basaltes ophitiques ainsi que d'horizons sédimentaires assez minces. Les unités ont été basculées et montrent maintenant un pendage subvertical.

Deux types de basaltes bien distincts sont présents à Frontier, soit le basalte komatiitique et le basalte ophitique. Ces deux basaltes diffèrent particulièrement au point de vue de leur composition géochimique. Il va de soit que si la composition est différente, la minéralogie le sera aussi. Cependant, comme la taille des grains est souvent très petite et que les structures volcaniques sont parfois les mêmes, il peut être difficile de distinguer les deux types de basalte sur le terrain. Il est toutefois possible pour un œil bien exercé de les différencier à partir de quelques indices. En effet, ces basaltes ont une légère différence de teintes en cassure fraîche et en surface d'altération ainsi que certaines textures et minéraux typiques lorsque la granulométrie le permet.

Les basaltes komatiitiques du Groupe de Chukotat se situent majoritairement au nord du complexe ultramafique et résident essentiellement en des basaltes à olivine. Ils forment surtout des empilements successifs de coulées épaisses. Les laves komatiitiques sont

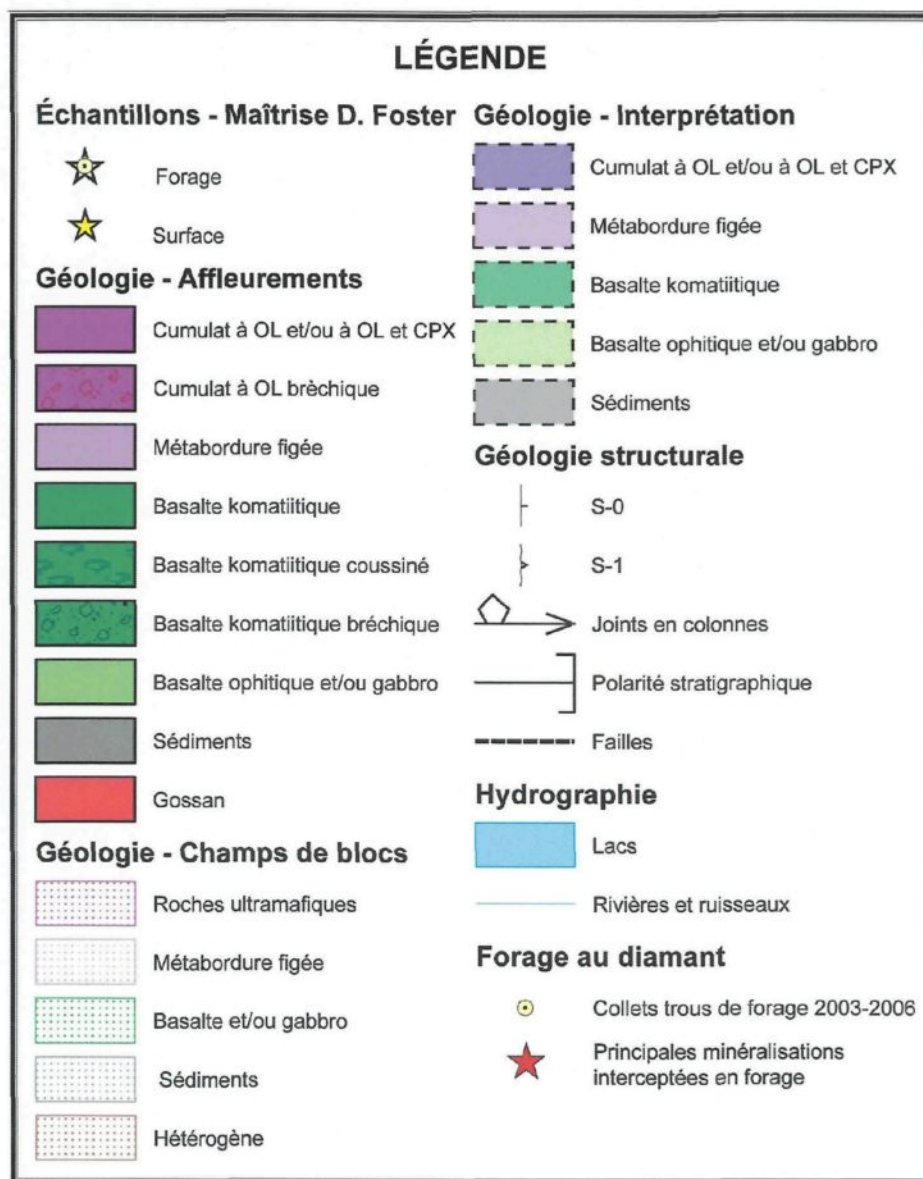
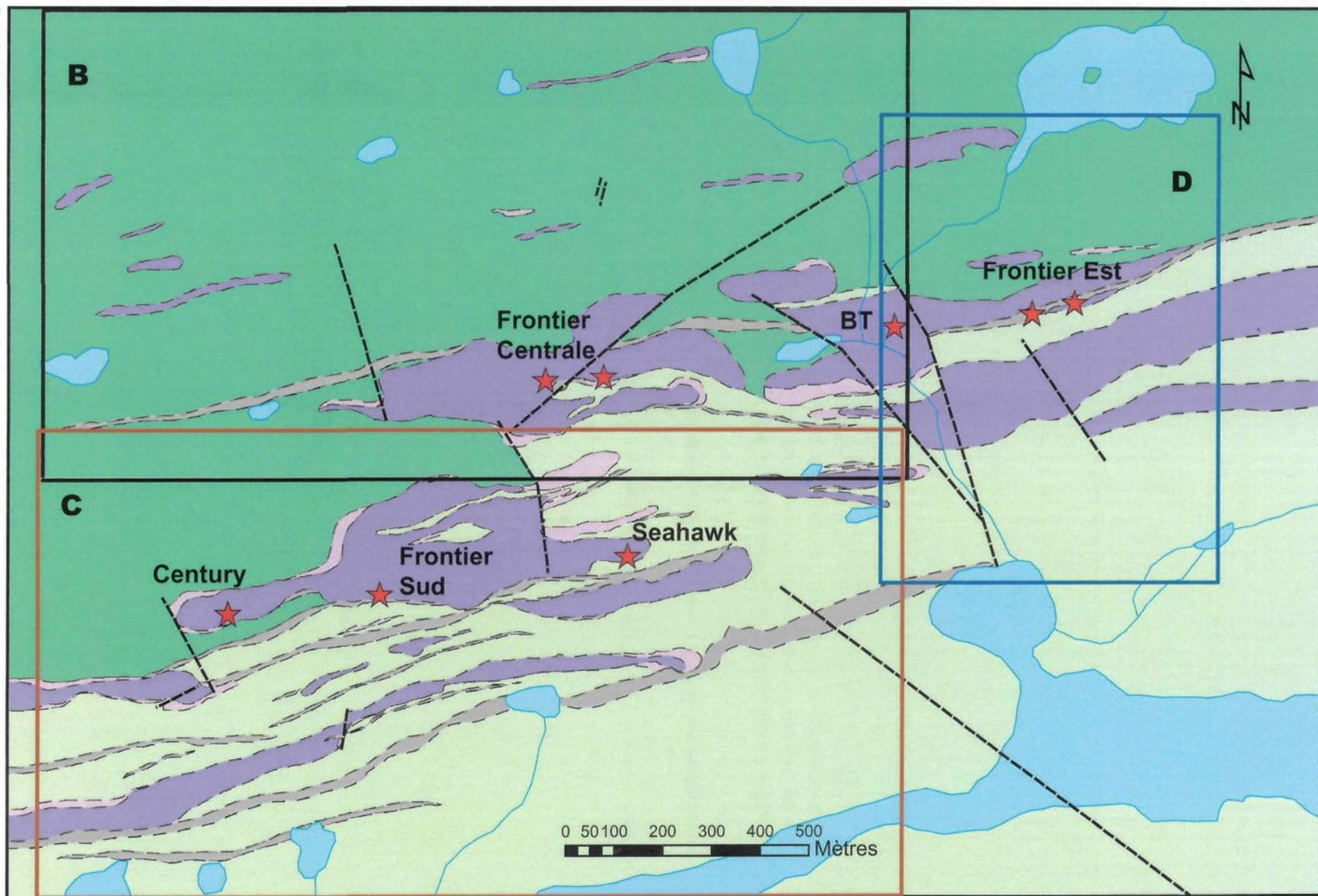
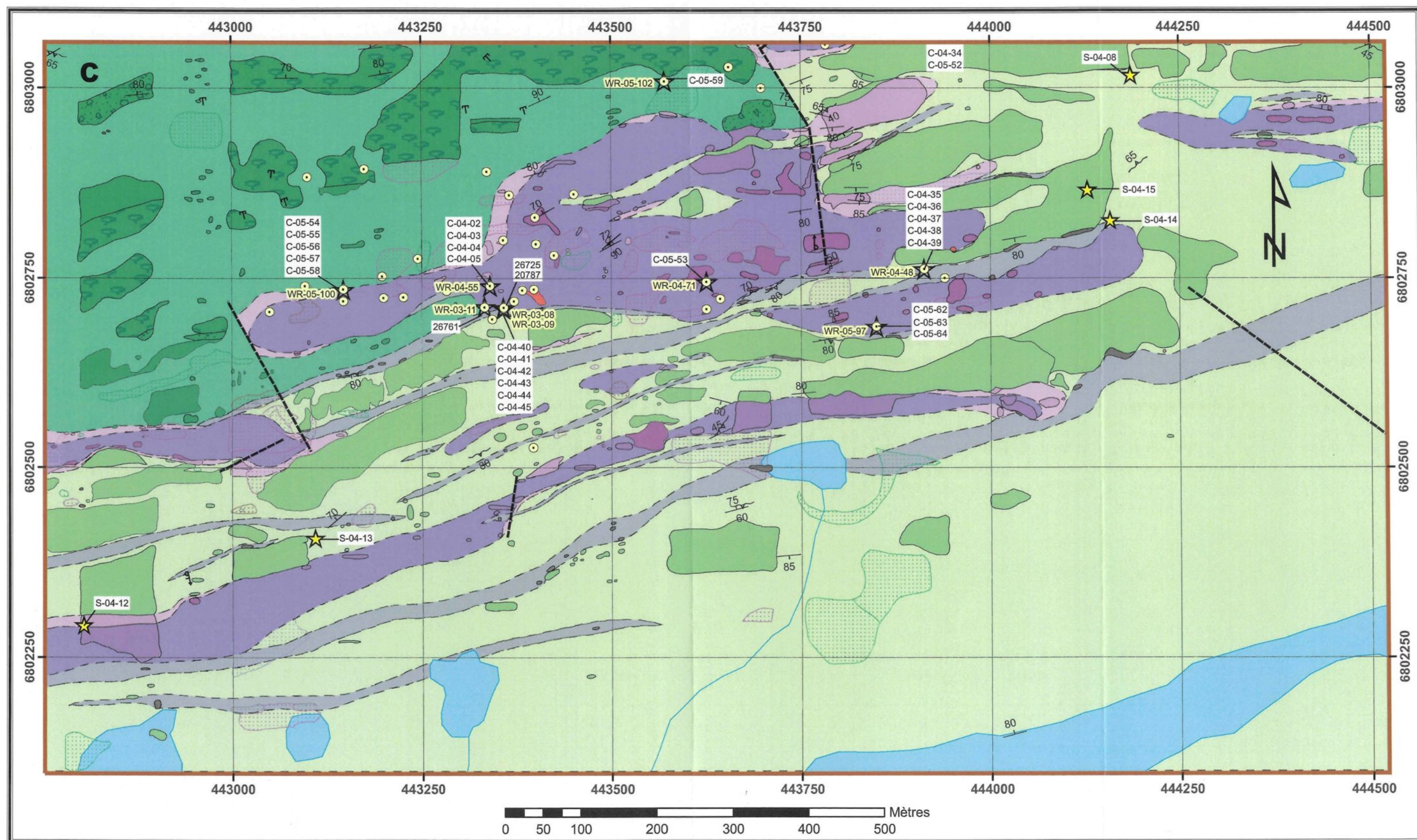
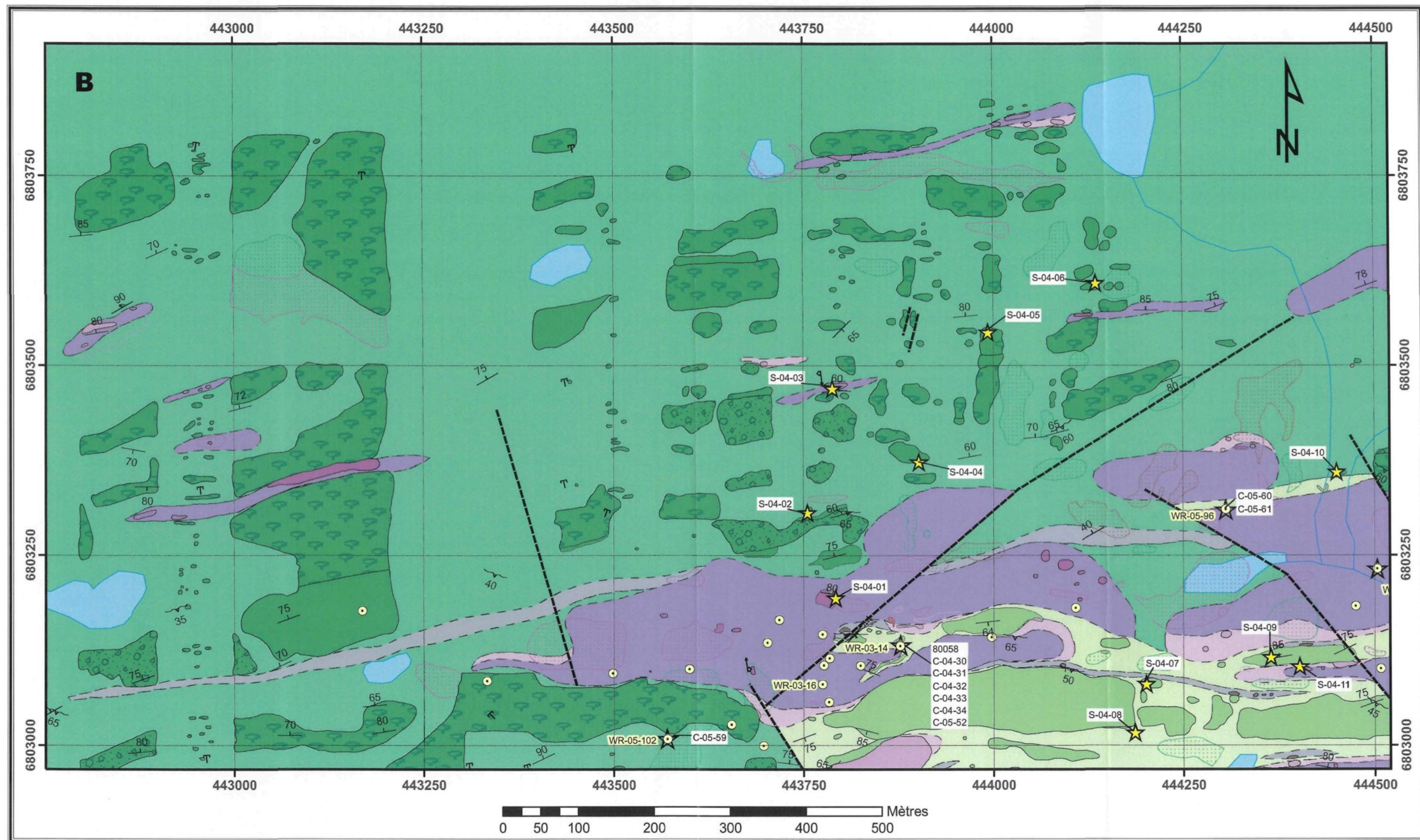
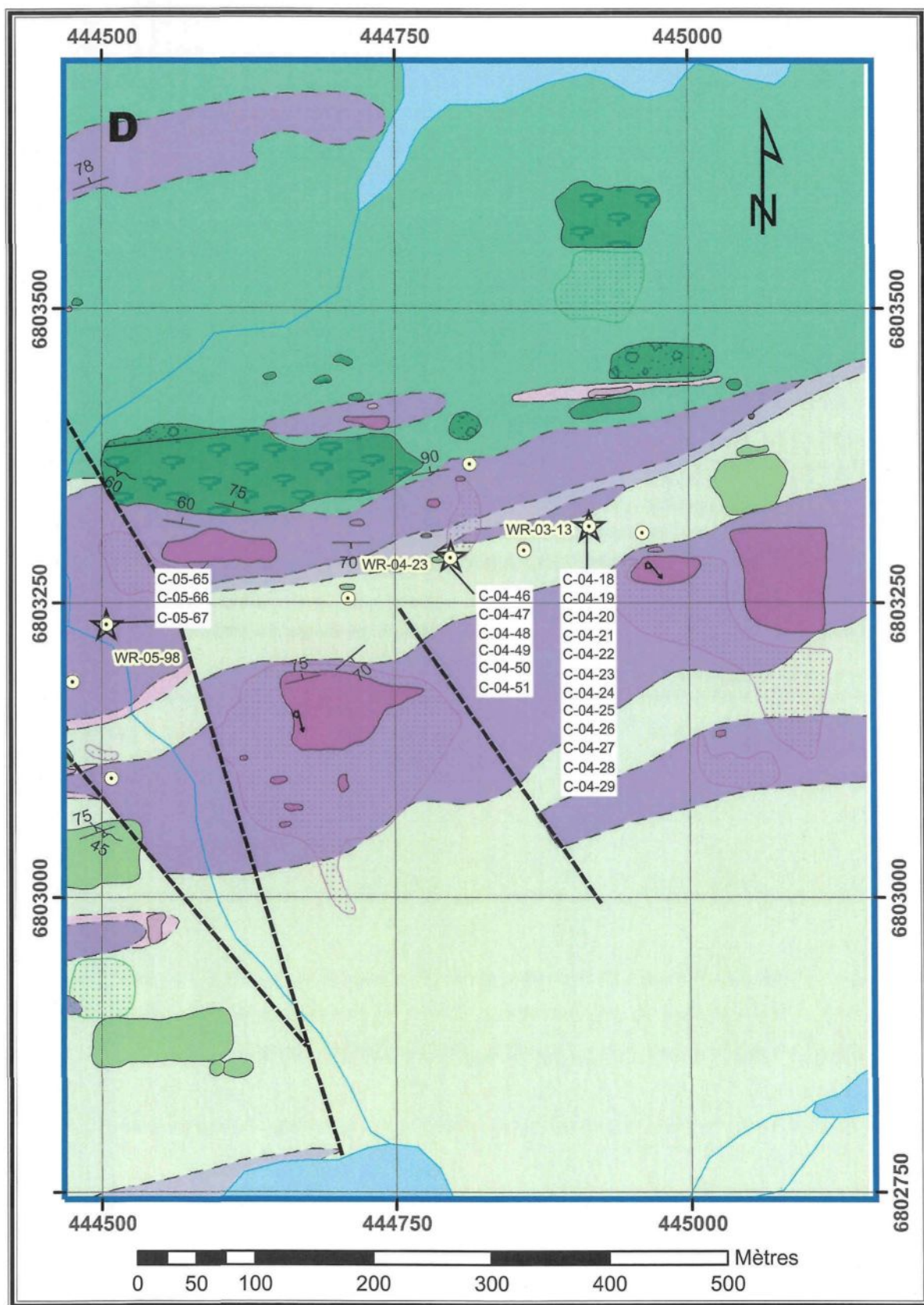


Figure 2.2 : A) Aperçu de la zone Frontier en entier montrant la localisation des 3 cartes à l'échelle 1 :5 000 et des principales zones minéralisées. B) Partie nord-ouest de la zone Frontier. C) Partie sud-ouest de la zone Frontier. D) Partie est de la zone Frontier.

A







coussinées ou bréchiques et plus rarement massives où des prismes columnaires peuvent être observés (planche 1). Les coussins sont de forme légèrement allongée à arrondie et leurs tailles varient entre 30 cm et 2 m. L'orientation des pédoncules des coussins indique une polarité vers le nord. Les textures microspinifex à pyroxène, microspinifex à olivine, sphérulitique ou de phénocristaux d'olivine automorphes transformées en chlorite ont été observées à plusieurs reprises.

Les basaltes ophitiques sont considérés comme faisant partie du Groupe de Povungnituk. Ils dominent dans la moitié inférieure et la partie est de la zone Frontier. Ces derniers sont plutôt de composition tholéiitique. Ce nom est attribuable aux textures subophitiques à ophitiques observées en lames minces ou en échantillons mégascopiques lorsque la granulométrie est favorable. Ils se présentent toujours sous forme de laves massives à granulométrie et à épaisseur variables. La grande taille des grains à certains endroits pourrait laisser croire à une origine intrusive. Toutefois, la granulométrie à elle seule n'est pas un critère valable et la découverte récente de brèches de coulée, de vésicules et d'amygdales est venue infirmer l'hypothèse d'un contexte intrusif (planches 2 et 3). Il est important de noter que l'observation de telles textures volcaniques n'écarte pas la possibilité qu'il y ait également quelques gabbros à Frontier. Il serait en effet probable que l'on y trouve une combinaison de minces intrusions gabbroïques et de coulées de basalte ophitique épaisses. La présence de brèches de coulées en bordure supérieure d'unités massives de basaltes ophitiques laisse supposer une polarité stratigraphique vers le nord.

Planche 1 : Textures observables dans les coulées de basalte komatiitique. A) Basalte coussiné. Le sommet est vers le côté gauche de la photo. B) Prismes colonnaires reliés à la contraction thermique de la lave solidifiée.



Planche 2 : Échantillons mégascopiques provenant d'une même unité de basalte ophitique. A) Partie sommitale au nord de la coulée. La roche est aphanitique et montre de nombreuses amygdales (taches brunâtres). B) Partie centrale de la coulée à une quinzaine de mètres au sud de la partie sommitale. La granulométrie est grossière et la texture est massive.

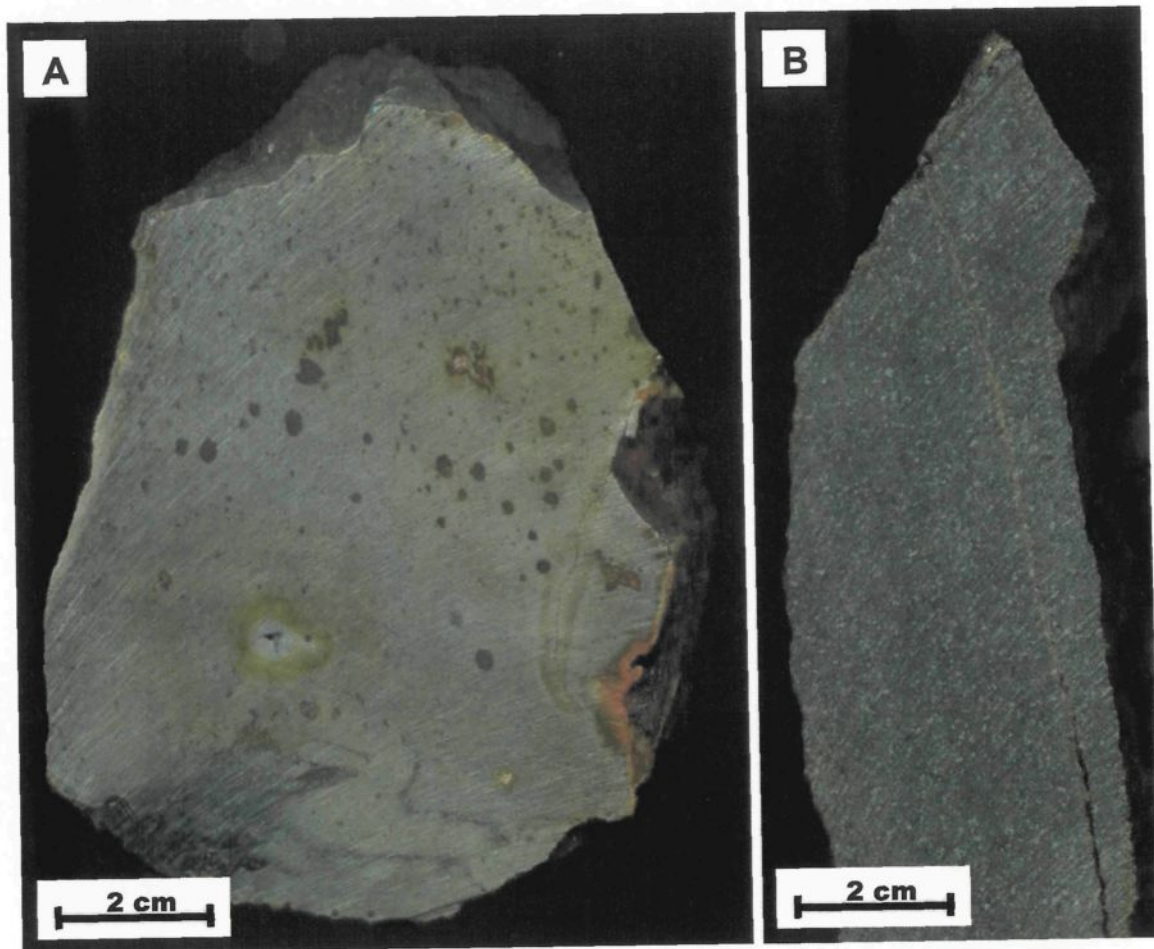
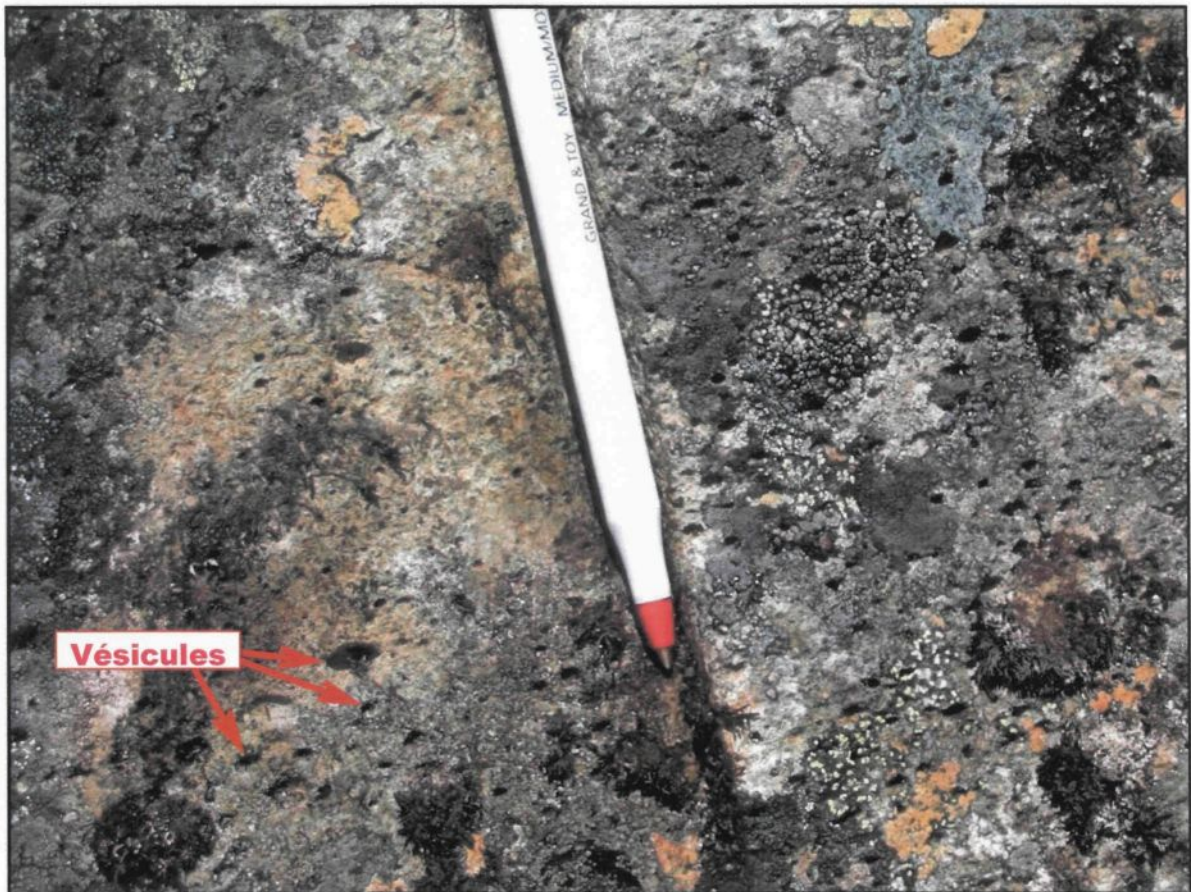


Planche 3 : Vésicules millimétriques (petits trous) en surface d'altération dans la partie sommitale d'un basalte ophitique. En cassure fraîche, ces vésicules sont en fait des amygdales et sont remplies de chlorite.



Les coulées basaltiques sont interlitées avec de nombreux sédiments laminés tel des mudstones-siltstones et des litharénites volcaniques carbonatisées (planche 4). Les unités sédimentaires se trouvent principalement associées aux basaltes ophitiques ou à la base d'unités ultramafiques. Elles diminuent rapidement en importance vers le nord. Les sédiments à Frontier affleurent très peu et ne sont exposés que de façon discontinue le long de certains affleurements de roches mafiques ou sous forme de petits champs de blocs en forme d'écailles produits par le soulèvement dû au gel. Les contacts entre les sédiments et les roches magmatiques sont nets ou bréchifiés. Il arrive qu'une partie des sédiments près de ces contacts montre une recristallisation et une destruction des structures sédimentaires. Cette transformation s'effectue suite à un métamorphisme de contact causé par l'arrivée du magma chaud. Les mudstones-siltstones sont souvent graphitiques et/ou riches en sulfures. Les sulfures sédimentaires consistent essentiellement en de la pyrite ou de la pyrrhotite ou bien en un mélange des deux. En surface et en forage, les litharénites volcaniques montrent des fragments assez grossiers avec un granoclassement normal indiquant une polarité stratigraphique vers le nord.

Les unités ultramafiques se trouvent au sein des roches volcaniques à la zone de transition entre les groupes de Povungnituk et de Chukotat. Faute de preuves concluantes, l'origine intrusive ou extrusive du complexe ultramafique de la zone Frontier demeure ambiguë, cependant les observations de terrains et l'analyse pétrographique de ces roches font penser à un mode de mise en place volcanique à subvolcanique. Les roches ultramafiques sont donc considérées dans cette étude comme faisant majoritairement partie

Planche 4 : Horizon sédimentaire fissile composé de mudstones-siltstones laminés. La tête du marteau pointe vers l'est.



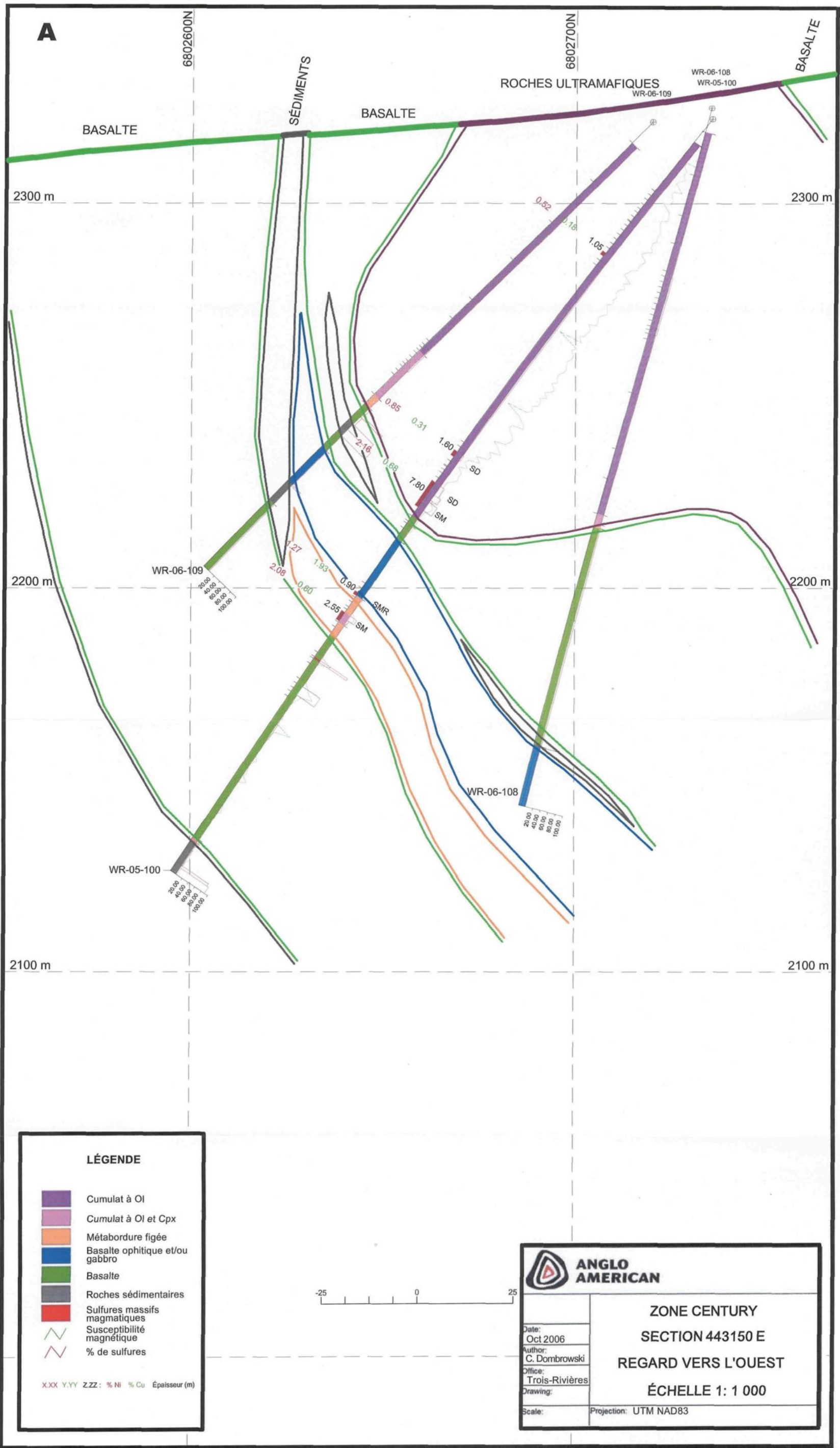
d'un système de coulées où quelques intrusions se seraient mises en place près de la surface dans des sédiments partiellement consolidés.

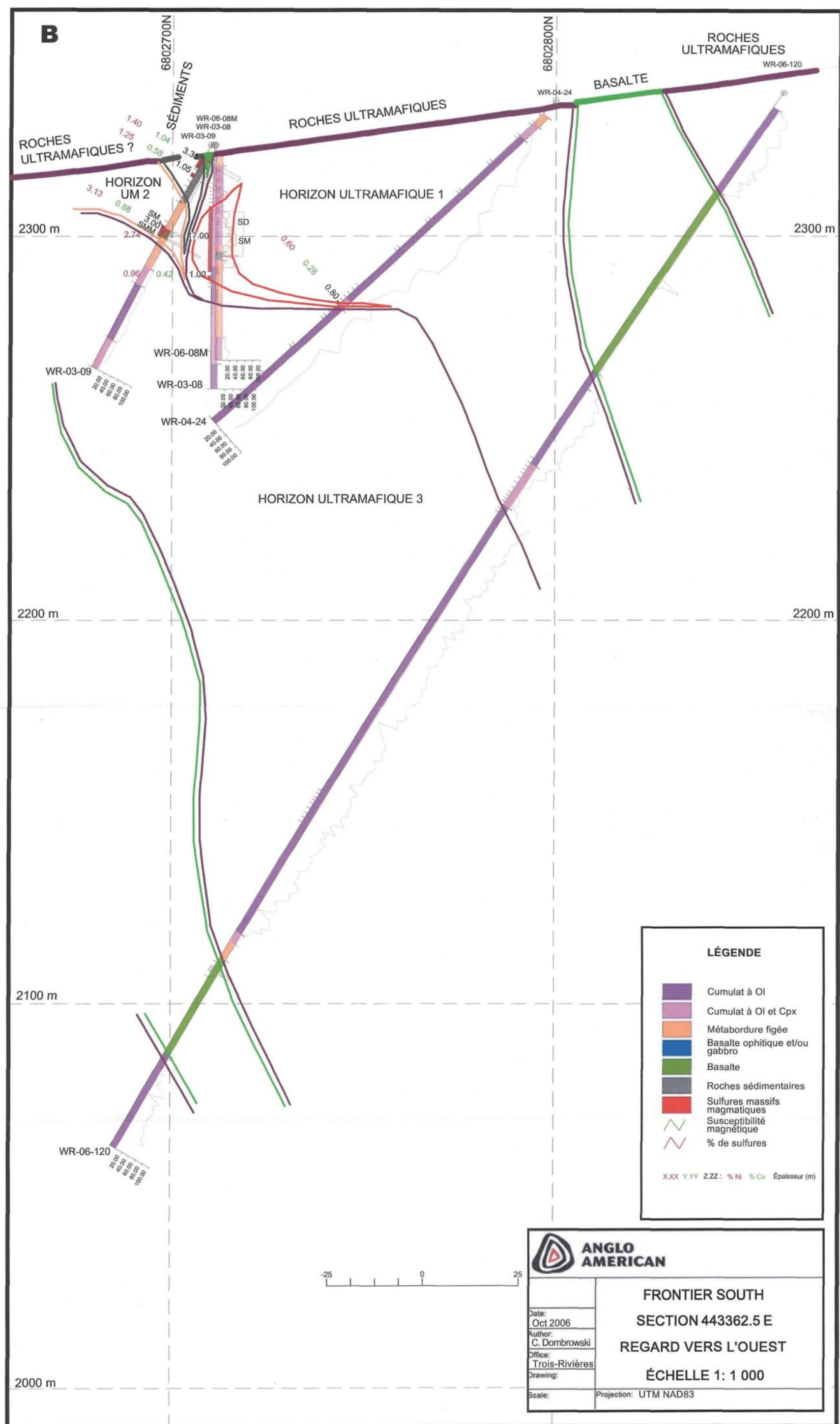
Les unités ultramafiques de la zone Frontier ont des épaisseurs d'environ 10 à 200 m et s'étendent sur 100 à 1000 m de long. La couleur d'altération typique brun-rougeâtre de ces roches fait qu'elles sont facilement reconnaissables sur le terrain. De plus, elles possèdent une signature magnétique élevée formant des bandes plus ou moins linéaires NE-SO qui contraste avec la signature plus faible des roches volcaniques encaissantes. Les coulées ultramafiques consistent en des cumulats à olivine et/ou des cumulats à olivine et clinopyroxènes. Les textures d'orthocumulats et plus rarement de mésocumulats sont visibles en lames minces mais difficilement observables en mégascopie. Les cumulats à olivine et cumulats à olivine et clinopyroxènes sont souvent zonées par des metabordures figées sur 0.3 à 10 m d'épaisseur. Les metabordures figées sont caractérisées par une importante quantité de chlorite et d'actinote fibreuse interprétée comme étant à l'origine du verre original dévitrifié puis recristallisé et métamorphisé. En forage, on remarque que les différents types de roches se répètent souvent plus d'une fois dans une même unité avec souvent des contacts francs. Ce phénomène pourrait être causé par un empilement de chenaux successifs de lave selon Leshner (1989) ou par des arrivées répétées de magma dans un même conduit d'après Barnes et Giovenazzo (1990). Les coulées et intrusions sont massives ou forment des prismes columnaires bien définis. Elles sont également recoupées par une série de failles d'orientation générale NNO-SSE, ce qui explique l'intense fracturation accompagnée d'une certaine foliation constatée à maintes reprises.

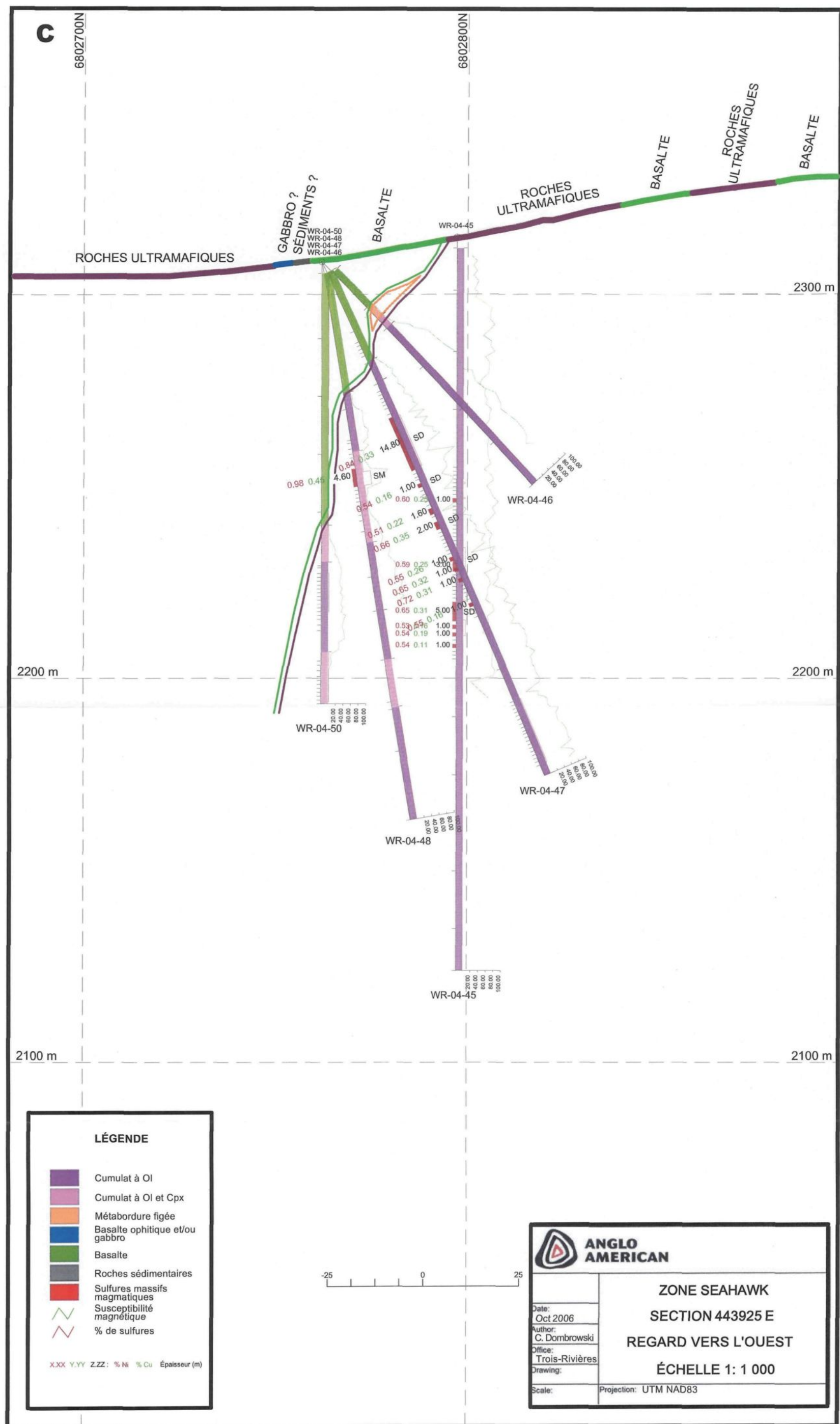
Les roches ultramafiques de la zone Frontier sont souvent l'hôte d'indices minéralisés en Ni-Cu-ÉGP. Cette minéralisation se trouve typiquement sous forme d'amas sulfurés lenticulaires formés essentiellement de sulfures matriciels surmontés par des sulfures disséminés. Des sulfures massifs sont observés localement mais ces derniers sont rares et très minces. Les sulfures consistent en de la pyrrhotite, de la pentlandite et de chalcopyrite avec parfois de la magnétite, de la chromite et de la pyrite associées. À l'exception des sulfures remobilisés, les zones minéralisées contenant plus de 10% de sulfures se trouvent dans la partie inférieure des coulées et/ou intrusions ultramafiques au niveau de dépressions. Les sulfures magmatiques sont également observés à l'extérieur des unités ultramafiques. Ils ont été observés à plusieurs endroits dans des sédiments ou des basaltes. Ils se seraient donc infiltrés dans des sédiments partiellement consolidés ou dans des failles, fractures ou zones de contact sous l'effet de la déformation ou de la gravité. La minéralisation est rarement visible en affleurement à Frontier. Cependant, quelques chapeaux de fer (*gossans*) et petits subaffleurements ou champs de blocs minéralisés sont observés. La figure 2.2 A montre l'emplacement des principales zones minéralisées projetées en surface. Ces zones ont été nommées comme suit : Century, Frontier South, Seahawk, Frontier Central, BT et Frontier East. La figure 2.3 présente des sections géologiques en coupe où des trous de forages au diamant ont intercepté de la minéralisation. On remarque que l'encaissant inférieur immédiat aux unités ultramafiques minéralisées est un basalte ou une autre unité ultramafique.

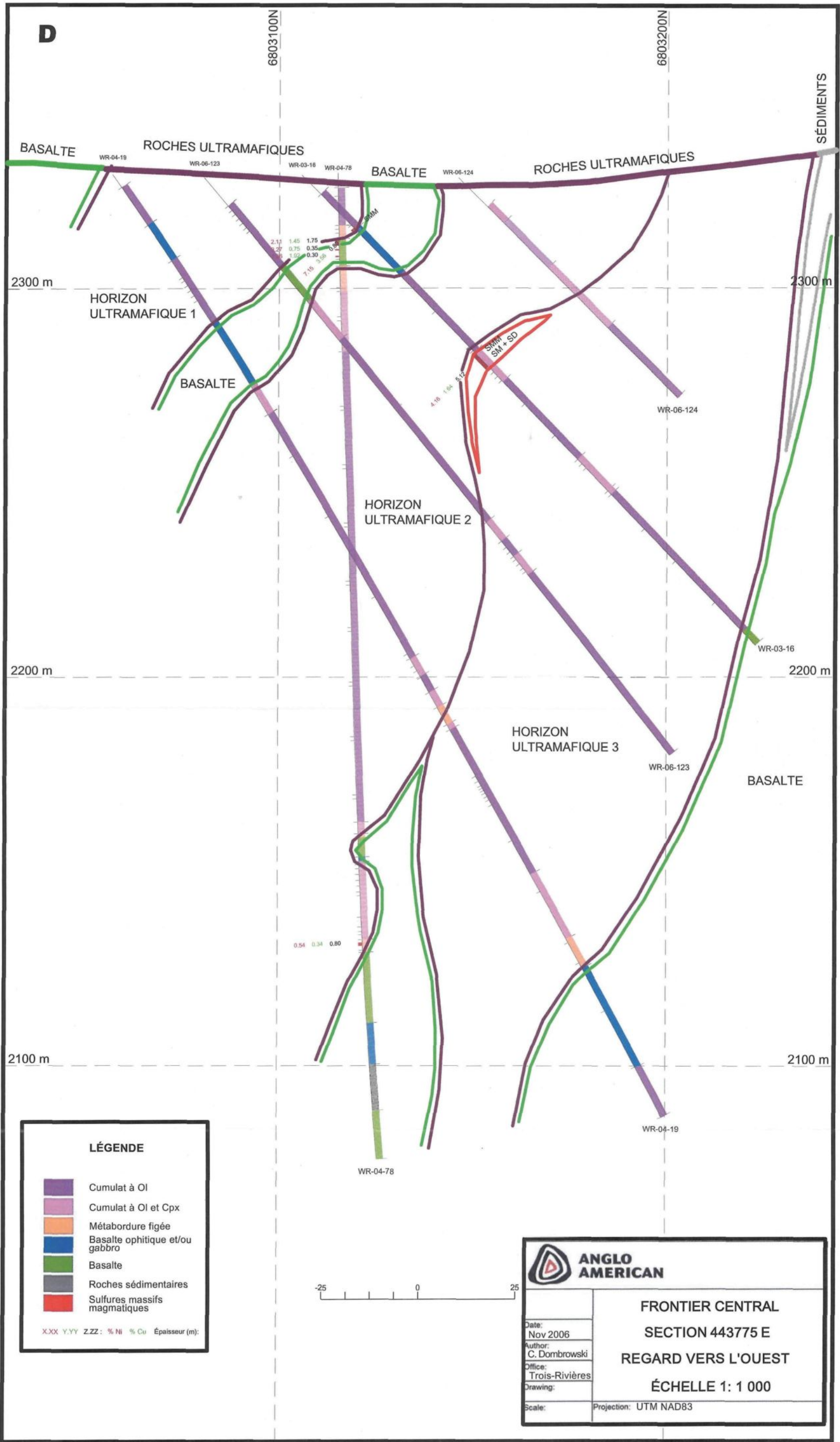
Figure 2.3 : Sections géologiques en coupe où des trous de forages au diamant ont intercepté de la minéralisation.

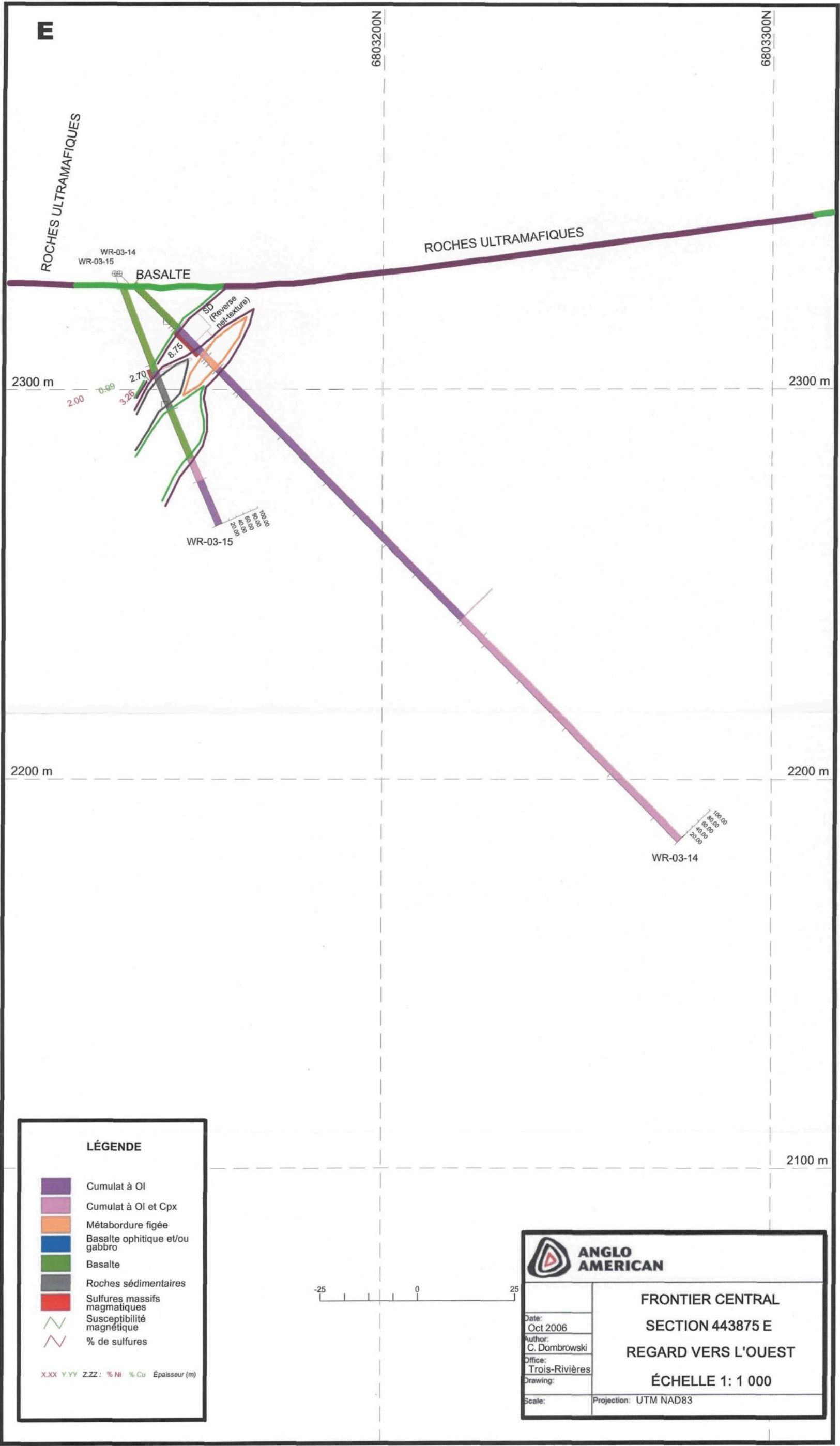
A) Zone Century, B) Frontier South, C) Zone Seahawk, D) Frontier Central, E) Frontier Central et F) Frontier East où SD = sulfures disséminés, SM = sulfures matriciels, SMM = sulfures magmatiques massifs, SMR = sulfures magmatiques remobilisés. La numérotation des horizons ultramafiques est utilisée seulement pour distinguer les différentes unités dans une même section. Elle ne fait pas référence à l'ordre de mise en place des coulées et/ou intrusions.











F

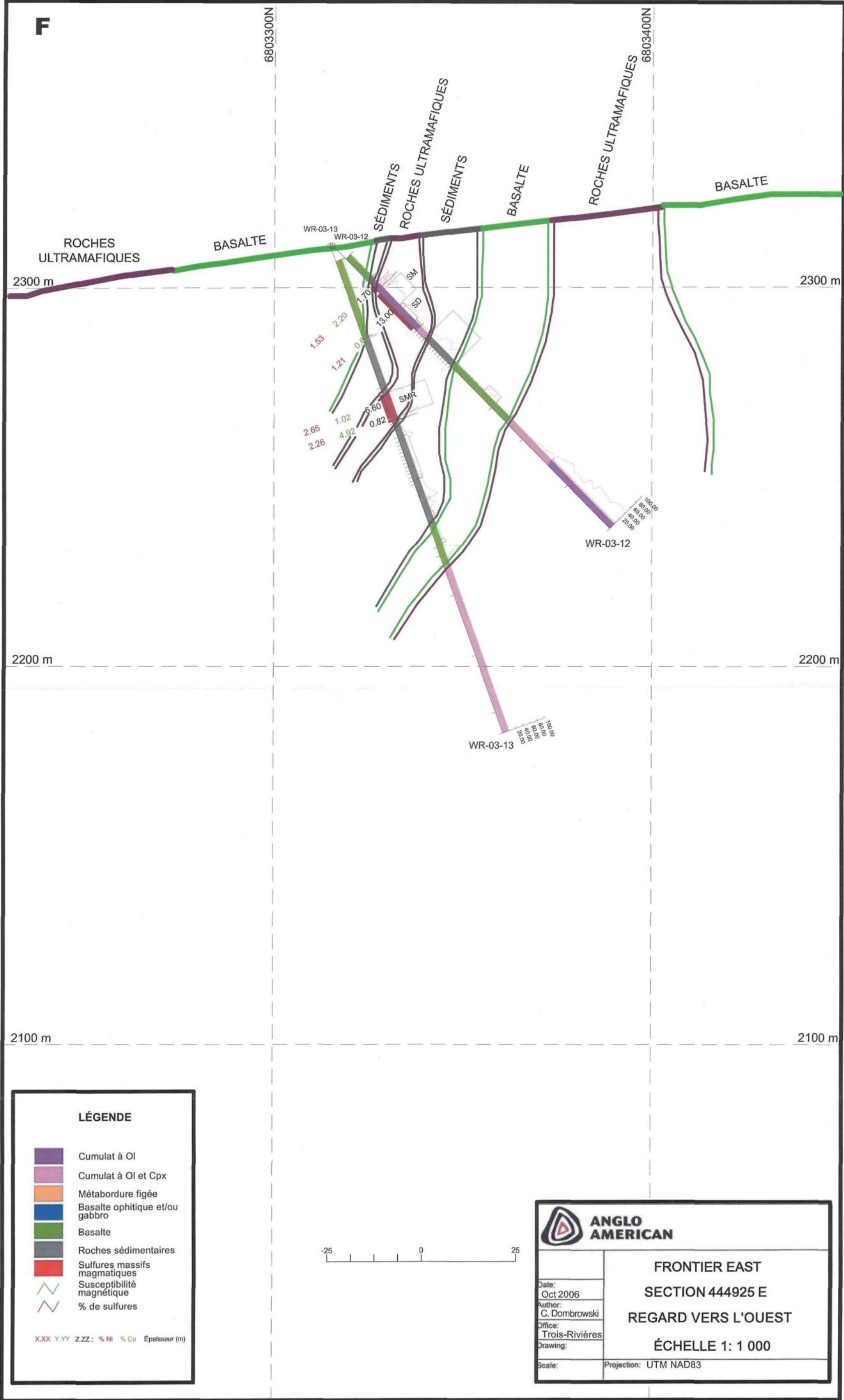
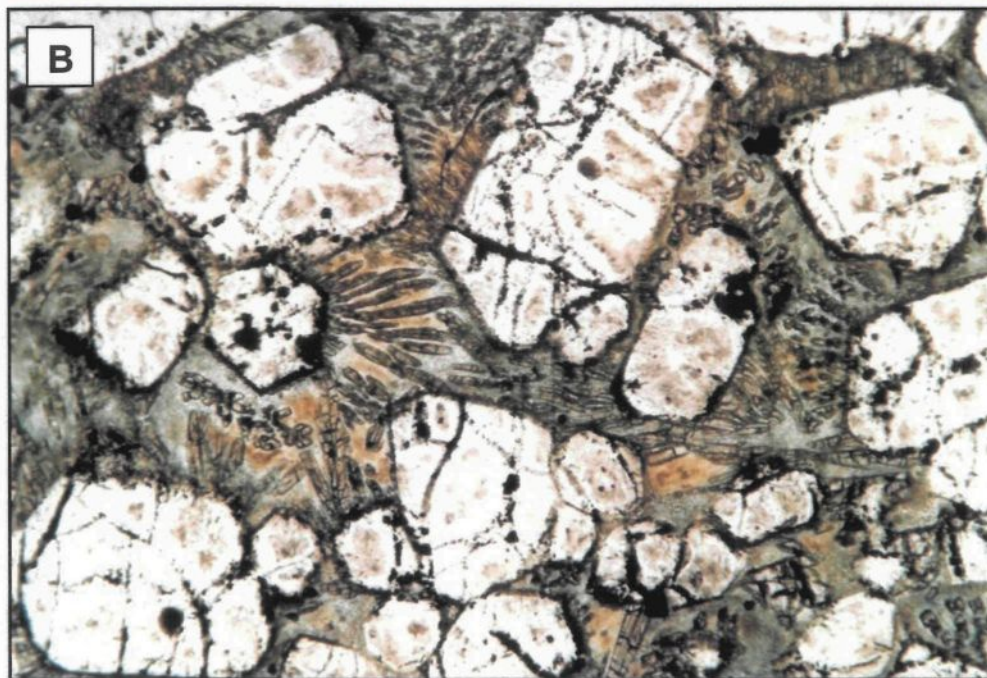
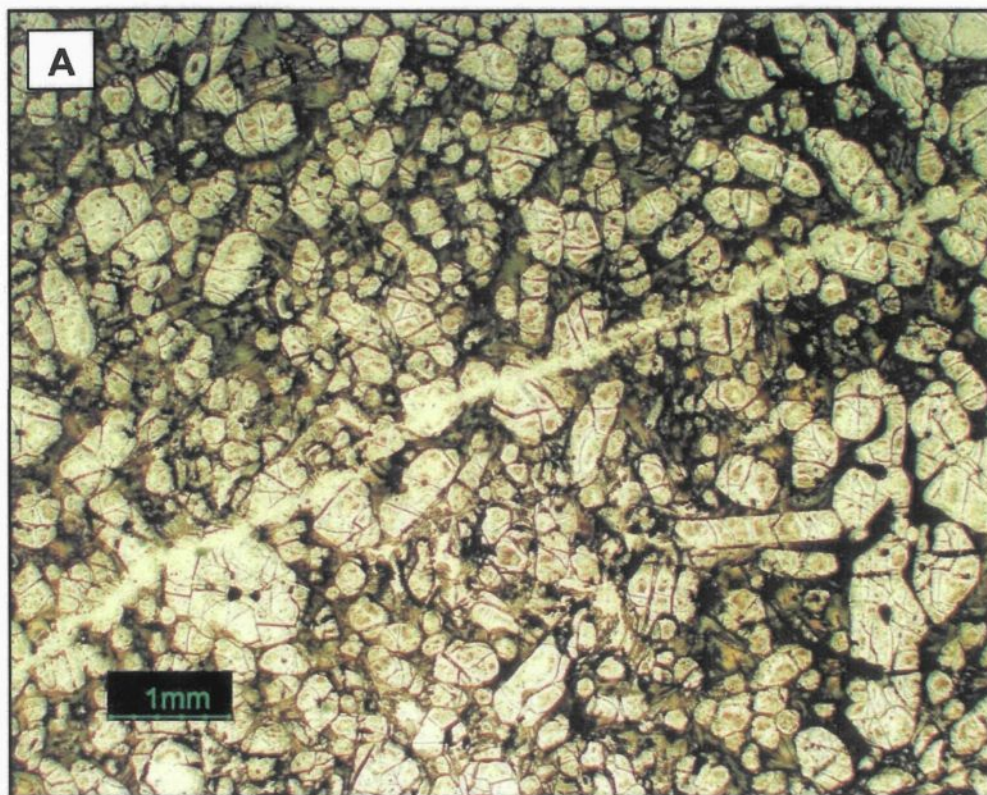


Planche 5 : Photomicrographies en lumière naturelle de l'orthocumulat à olivine (éch. C-04-03). A- Les olivines arrondies et serpentinisées sont englobées d'une pâte de verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. B- Les clinopyroxènes aciculaires forment une texture microspinifex autour des olivines serpentinisées. La texture microspinifex est semblable à celle de cristaux squelettiques et dendritiques typiques de verre mafique dévitrifié. Cette texture est interprétée comme une évidence de l'origine effusive de la roche. La largeur du champ de vue égale 2 millimètres.



Largeur du champ de vue = 2 mm

disséminés entre les grains d'olivine ou localisés à l'intérieur même des olivines ou des veinules de chlorite et d'amphibole. De la sphalérite est parfois associée en traces à ces sulfures.

Un seul échantillon de mésocumulat à olivine a été observé, soit l'échantillon C-05-53. Ce dernier présente 80 à 85% d'olivines pseudomorphes souvent arrondies et transformées en serpentine et en iddingsite. Cinq à dix pourcent de pâte se trouve dans les interstices des olivines. Seulement 2 à 3% de clinopyroxènes xénomorphes moyennement à fortement altérés en actinote sont visibles. Des traces à 1% de cristaux xénomorphes à subautomorphes tabulaires de hornblende brune sont dispersés autour des olivines. Quelques veinules millimétriques de serpentine traversent la lame mince.

3.2.2 *Le cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique*

Les échantillons mégascopiques de cette catégorie proviennent de carottes de forage et d'affleurements. Ils appartiennent à une unité rocheuse massive de magnétisme variable et de granulométrie fine à grossière. En surface d'altération, la roche est brune à gris rougeâtre. En cassure fraîche, elle est plutôt gris très foncé à noir verdâtre. Il est fréquent d'observer des taches pâles en quantité variable qui indiquent la présence de pyroxènes poecilitiques. Des zones vert pâle blanchâtre d'aspect lustré et schisteuses indiquent qu'à certains endroits la roche est fortement amphibolitisée et chloritisée. Quelques veinules et veines millimétriques à centimétriques d'amphibole et de chlorite ainsi que de serpentine sont visibles. Des sulfures sont observés dans la majorité des cas selon des concentrations

allant de traces à près de 10%. Ces sulfures sont disséminés ou forment de petits amas (≤ 3 mm de diamètre).

Les cumulats à olivine et pyroxène poecilique sont des mésocumulats, des orthocumulats ou des métacumulats. Le nom métacumulat est utilisé lorsque le métamorphisme est tel que les textures ignées primaires à cumulat et poecilitique ne sont que faiblement apparentes. La distinction entre les préfixes ad-, méso- ou ortho- cumulat ne peut plus être faite alors.

Un seul échantillon de mésocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique a été observé, soit l'échantillon C-05-52. Ce dernier présente approximativement 75% de d'olivines pseudomorphes (< 0.2 - 1.5 mm) arrondies parfois allongées. Les olivines sont complètement transformées en serpentine et en iddingsite. Seulement 7 à 8% de clinopyroxène xénomorphe (< 0.5 - 3 mm) frais à légèrement altéré en actinote est visible. Une pâte chloriteuse remplit les interstices des olivines et des clinopyroxènes. Des traces de cristaux xénomorphes à subautomorphes tabulaires de hornblende brune sont dispersées dans la pâte chloriteuse. Quelques veinules de serpentine millimétriques traversent la lame mince. La magnétite (≤ 0.2 mm) présente sous des concentrations d'environ 1 à 2% est surtout associée aux sulfures mais on la trouve aussi sous forme de petites veinules dans l'olivine serpentinisée ou dans les fractures de certains pyroxènes. Les sulfures sont très fins (≤ 0.1 mm) et présents en traces seulement. Ils consistent essentiellement en de la pentlandite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite.

L'orthocumulat à olivine et pyroxène poecilitique (planche 6) est composé de 35 à 70% d'olivine (<0,1-2 mm) arrondie complètement transformée en serpentine, en actinote et en chlorite. Plusieurs olivines se trouvent en inclusion dans 10 à 30% de clinopyroxènes poecilitiques (0,5-3 mm) frais à légèrement ouralitisés en actinote. De plus, 15 à 20 % de clinopyroxènes aciculaires (<0,5-1 mm) partiellement à complètement altérés en actinote formant une texture microspinifex peuvent être présents. Tous ces minéraux sont englobés d'une pâte cryptocristalline composant 20 à 40% de la roche. Il arrive que la pâte soit remplacée en totalité ou en partie par des amphiboles fibreuses (<0,1-0,5 mm) et/ou de la chlorite. À l'occasion, de faibles traces de hornblende subautomorphe (0,1-0,5 mm) sont visibles.

Le métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique ressemble beaucoup à la roche décrite précédemment mais est caractérisé par une présence plus importante de chlorite, d'actinote fibreuse ou d'un mélange de ces deux minéraux et par une absence totale de pâte (planche 7). La chlorite et l'actinote composent en effet 40 à 50% de la roche. Cette matrice englobe les reliques de clinopyroxènes poecilitiques et les olivines pseudomorphes. L'olivine ne dépasse jamais 40% et montre une prédominance pour l'altération en chlorite et actinote plutôt qu'en serpentine. La hornblende non observée dans l'orthocumulat est observable dans tous les cas de métacumulat et forme jusqu'à 2% de la roche.

L'échantillon C-04-04 contient 75% d'actinote et de chlorite. Il provient d'une zone schisteuse centimétrique qui se trouve à l'intérieur même d'un métacumulat à olivine et

Planche 6 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de l'orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée (éch. S-04-01).

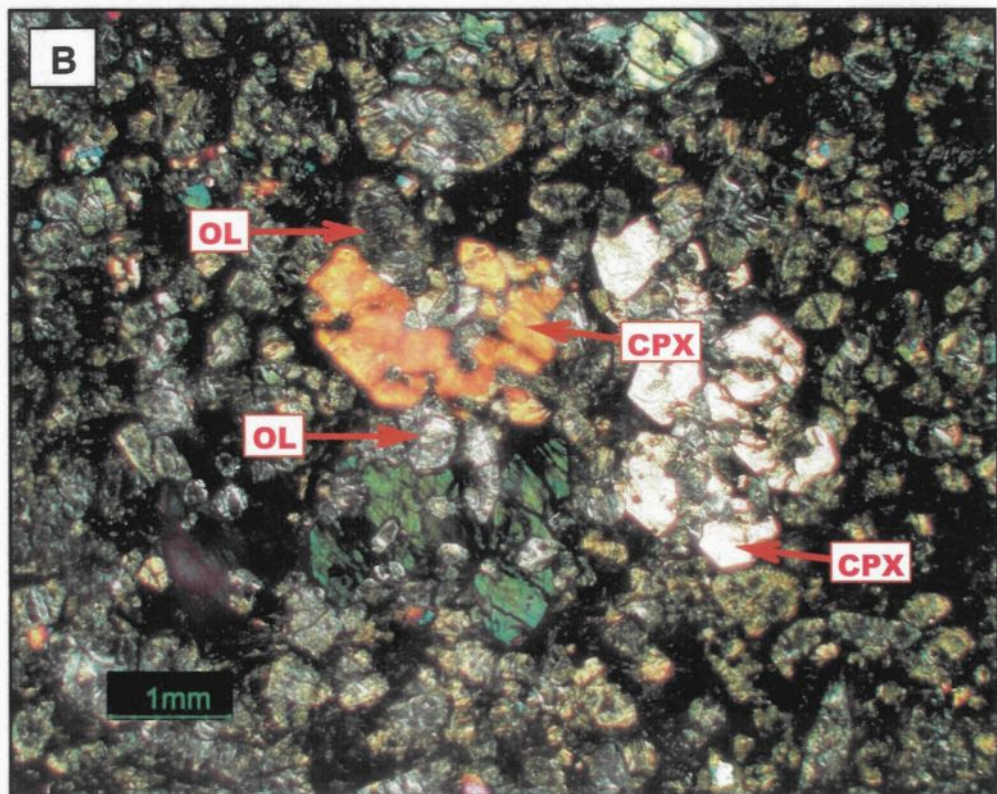
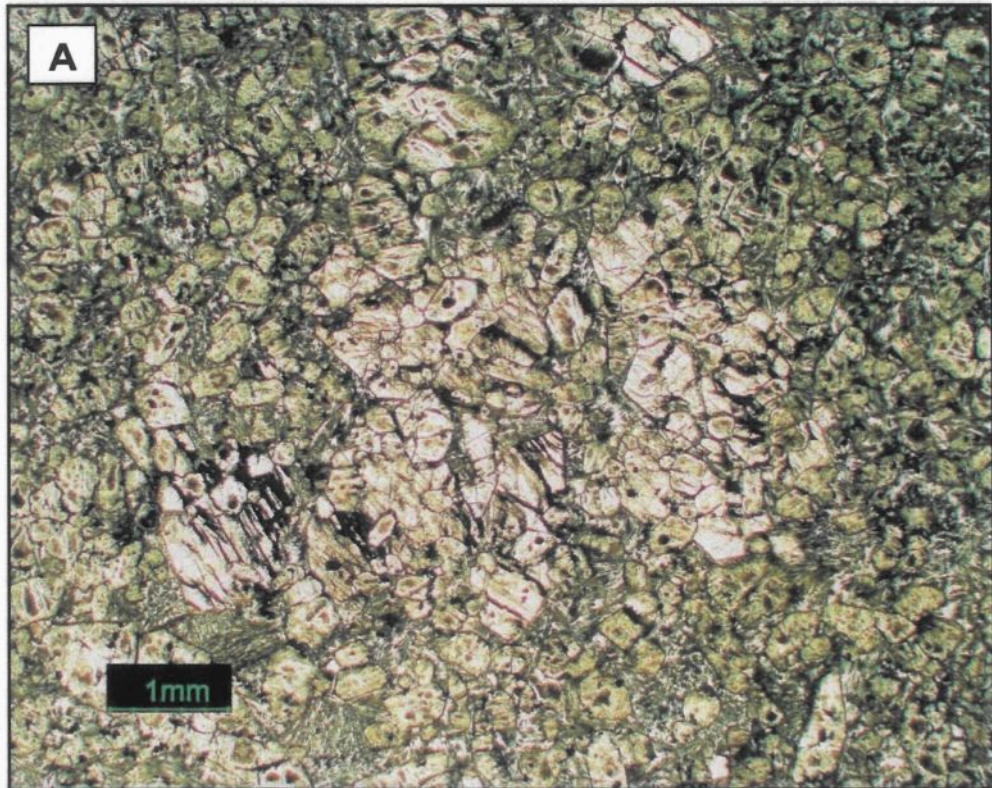
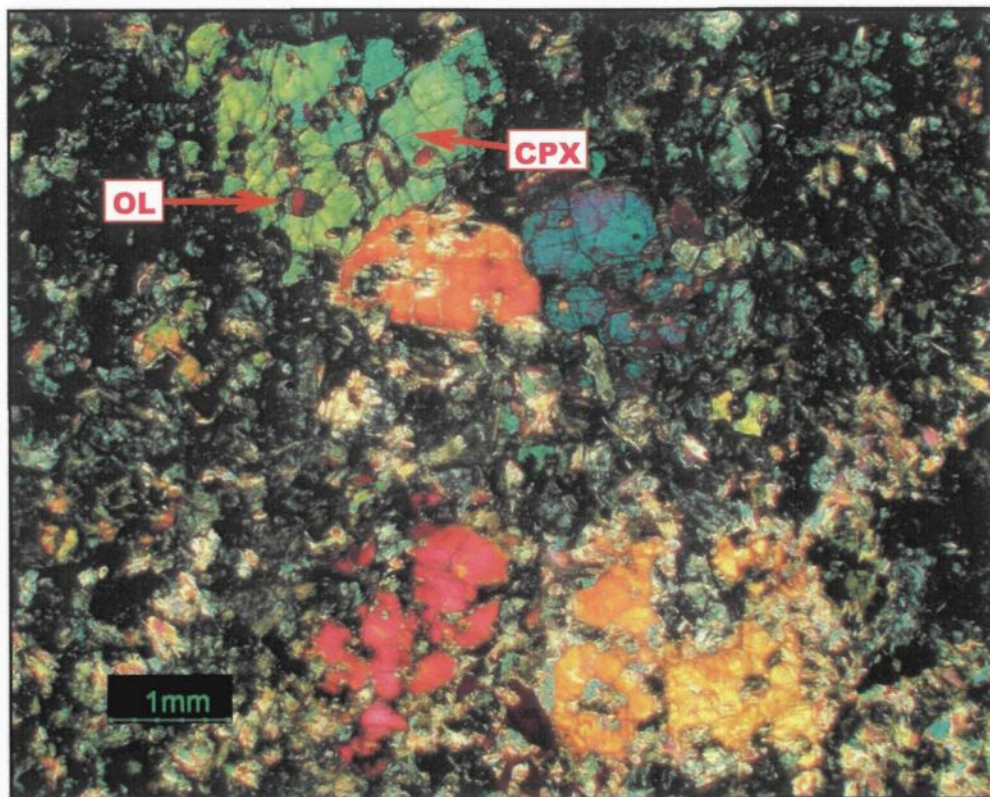


Planche 7 : Photomicrographie en lumière polarisée du métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique. La chlorite et l'actinote englobent les reliques de clinopyroxènes et les olivines arrondies transformées en un mélange de serpentine, chlorite et actinote (éch. C-04-05).



clinopyroxène poecilitique. Les textures ignées y sont très faiblement préservées. C'est pourquoi cette partie rocheuse est plutôt appelée un schiste à actinote et chlorite.

Que l'on se trouve dans un méso-, un ortho- ou un méta- cumulat, la chromite (≤ 0.5 mm) xénomorphe à automorphe ($\leq 3\%$) est associée à l'olivine ou est disséminée dans le matériel intercumulus. La chromite forme à maintes reprises des noyaux aux contours arrondis dans de la magnétite. Il s'agit d'un remplacement par la magnétite et le contact est bien net. Jusqu'à 3% de magnétite est disséminée dans la matrice ou est associée sous forme de microveinules à l'olivine et en remplissage de fractures aux clinopyroxènes poecilitiques. Des baguettes d'ilménite ($\leq 0,1$) sont présentes en traces dans l'échantillon C-04-36.

Le plus souvent, des traces de sulfures ($\leq 0.5-3$ mm) sont observables mais peuvent atteindre des proportions allant jusqu'à 8%. Ils consistent essentiellement en de la pyrrhotite, de la pentlandite, de chalcoppyrite avec un peu de magnétite et de sphalérite associées. Ils forment de petits amas ou globules disséminés dans la matrice ou se situent, avec la magnétite, à l'intérieur d'olivines transformées. L'échantillon C-05-66 est exceptionnel et montre des globules de sulfures de près de 1 cm de diamètre. Ces globules sont généralement englobés d'une couronne de chlorite très fine et d'un matériel cryptocristallin difficilement identifiable.

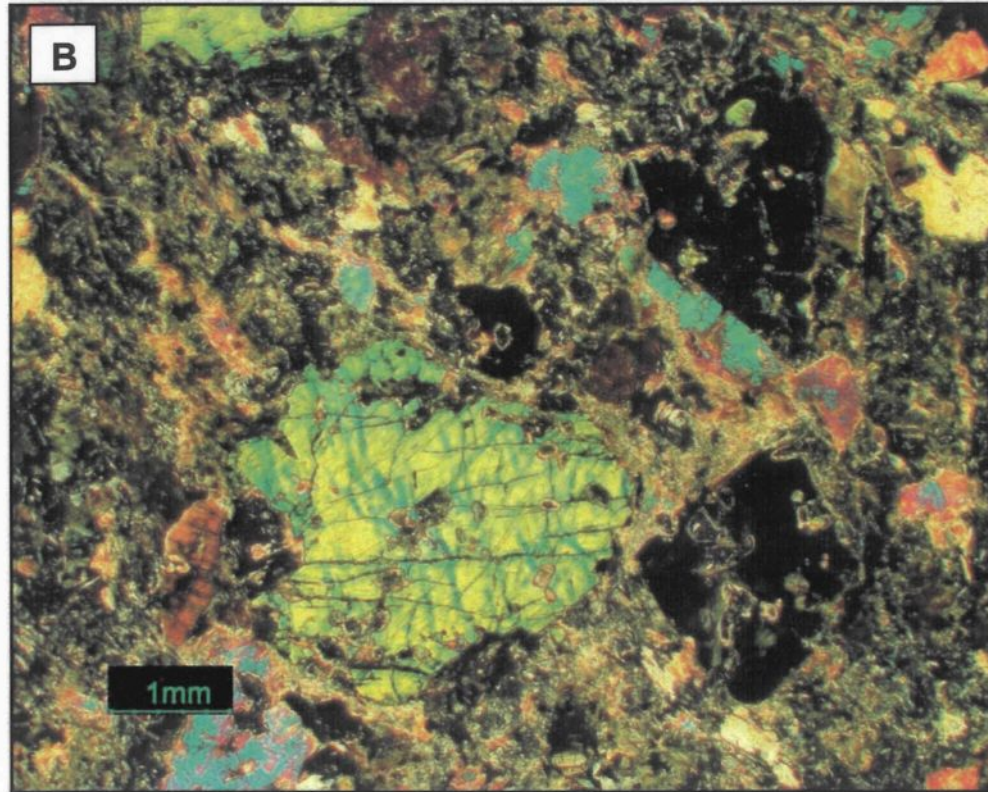
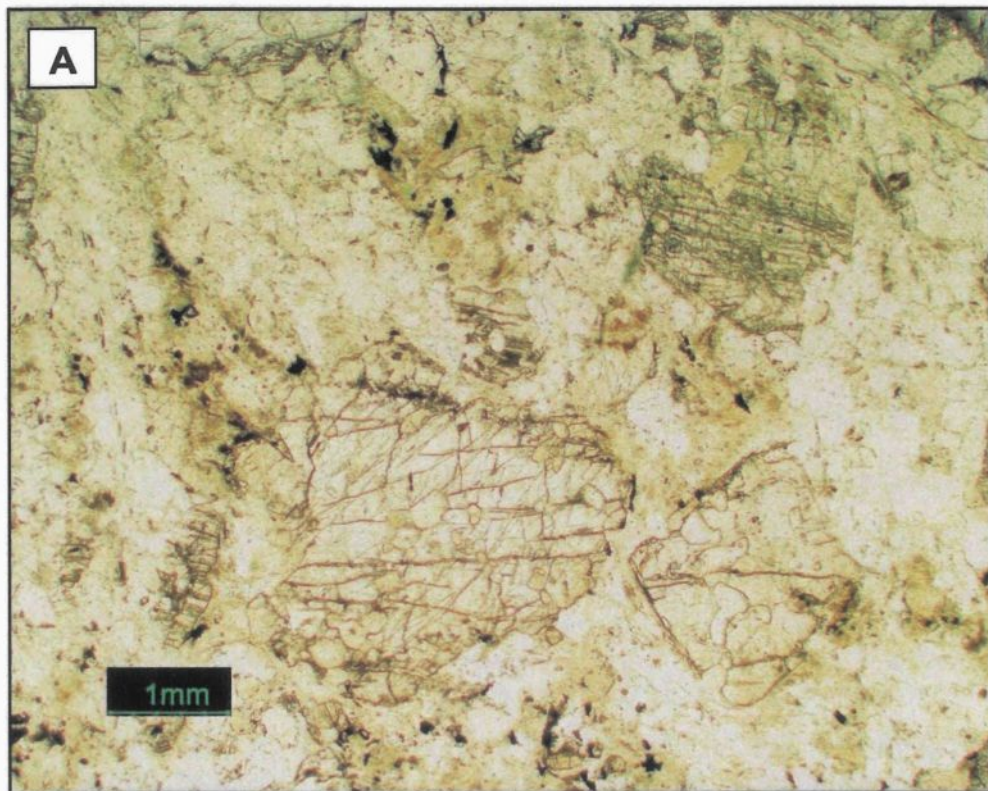
3.2.3 *La metabordure figée*

Les échantillons mégascopiques de cette catégorie proviennent de carottes de forage et d'affleurements en surface. La roche est surtout massive mais il arrive parfois qu'elle soit

très fracturée. Le magnétisme est généralement faible ou inexistant à part quelques exceptions. La granulométrie est fine à grossière. En surface d'altération, la roche est gris-rouge rosâtre. En cassure fraîche, elle est plutôt gris moyen à foncé verdâtre. Il est fréquent d'observer des taches vert pâle en quantité variable qui font référence à la présence de phénocristaux de pyroxènes (1-3 mm). Des zones blanchâtres d'aspect poudreux indiquent que la roche est riche en actinote fine et fibreuse (à ne pas confondre avec le talc qui n'est pas observé dans les roches de la zone Frontier). Quelques veinules et veines millimétriques à centimétriques d'amphibole et de chlorite sont visibles. Environ 2 à 5% de cristaux plus ou moins tabulaires brun assez foncé sont de la hornblende brune. Des sulfures sont observés dans la majorité des cas en concentrations allant de traces à près de 10%. Ces sulfures sont disséminés ou forment de petits amas (≤ 3 mm de diamètre).

La metabordure figée est caractérisée par une importante quantité de chlorite et d'actinote fibreuse. Les deux phases métamorphiques forment un mélange qui compose entre 45 et 80% de la roche. Ces minéraux remplacent complètement le verre dévitrifié et englobent les reliques de clinopyroxènes et les olivines pseudomorphes (planche 8). Seul l'échantillon C-04-45 indique une certaine quantité de pâte cryptocristalline. Les olivines (0.1-1.5 mm) ne sont pas toujours visibles mais peuvent constituer jusqu'à 35% de la roche. Ces dernières sont complètement transformées en actinote et en chlorite. Les clinopyroxènes reliques (<0.5-3 mm) lorsque présents forment 5 à 30% des metabordures figées. Ils se trouvent sous l'aspect de phénocristaux xénomorphes à subautomorphes partiellement à très fortement altérés en amphiboles. Des traces de titanite peuvent être

Planche 8 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de la metabordure figée. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. Les trous à l'intérieur des reliques de clinopyroxène poecilitique sont d'anciennes olivines complètement transformées en chlorite. Le tout est englobé d'un mélange d'actinote fibreuse et de chlorite (éch. S-04-12).



observées à quelques reprises. La hornblende de couleur brune (<0.1-1 mm) remarquée dans la plupart des cas compose jusqu'à 10% de la roche et se trouve associée au mélange d'actinote et de chlorite ou en produit d'altération de certains clinopyroxènes. La chromite ou plus rarement la magnétite sont observables en traces dans certains échantillons de metabasite figée disséminées dans le mélange d'actinote et de chlorite. La magnétite (<0.1-0.3 mm) est xénomorphe aux contours arrondis. La chromite (≤ 0.5 mm) est automorphe à xénomorphe arrondie montrant souvent une altération partielle en magnétite.

Des traces à 10% de sulfures (<0.05-2 mm) xénomorphes associés ou non à l'olivine pseudomorphe sont disséminés dans la roche. Ils consistent en un mélange de pyrrhotite, pentlandite, chalcopryrite avec parfois de faibles traces de sphalérite. La pentlandite est surtout associée de façon intergranulaire à la pyrrhotite mais elle peut aussi se trouver sous forme d'exsolutions en flamme.

3.2.4 *Le basalte komatiitique*

Les échantillons de basalte ont été collectés en affleurements ou en carottes de forage. Les basaltes komatiitiques forment des laves massives ou coussinées. Les coussins affleurent surtout dans la partie nord de la zone Frontier. L'orientation de leurs pédoncles indique une polarité stratigraphique vers le nord. La granulométrie est moyenne à fine d'aspect homogène. En mégascopie, les textures spinifex ne sont que très rarement visibles. La patine d'altération de la roche est de couleur brun pâle rougeâtre à gris brunâtre. En cassure fraîche, elle passe du gris verdâtre pâle au gris vert foncé. Une couleur plus foncée en surface fraîche est indicatrice d'un pourcentage élevé d'amphibole et de chlorite. Une

certaine quantité d'olivines (≤ 1 mm) noires arrondies transformées en chlorite est parfois observable en échantillon mégascopique. Les sulfures sont soit absents, soit visibles sous forme de traces disséminées ou associées à de fines veinules formées d'un mélange de calcite, d'amphibole et de chlorite.

Au microscope, les basaltes komatiitiques (planche 9 A) présentent 5 à 30 % de cristaux d'olivine pseudomorphes subautomorphes à automorphes. Lorsque l'olivine est assez importante, on se trouve alors en présence d'une texture microporphyrrique, c'est-à-dire que la structure de la roche magmatique montre des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte aphanitique. Cette pâte se trouve sous des proportions pouvant aller de 35 à 75%. Un seul échantillon de cette catégorie ne présente aucune trace de pâte cryptocristalline (C-04-47). Les basaltes komatiitiques contiennent 15 à 70% de clinopyroxènes aciculaires ($< 1-4$ mm). Les pyroxènes partiellement à complètement altérés en actinote forment une texture microspinifex. De façon générale, les basaltes komatiitiques sont caractérisés par des textures de refroidissement rapide avec des cristaux de clinopyroxènes individuels squelettiques formant parfois des chaînes ou se regroupant en plumeaux (planche 9 B). De nombreuses aiguilles de clinopyroxènes sont visibles en coupe et montrent la forme losangique caractéristique avec un cœur d'actinote qui devait probablement être originalement du verre. Lorsque le clinopyroxène devient la phase dominante, le plagioclase apparaît comme phase interstitielle ne dépassant pas 10%. Les textures microspinifex et spinifex à olivine (planche 10) n'ont été observées qu'à deux endroits, soit aux échantillons S-04-05 et C-04-50 respectivement. Sur la lame mince

Planche 9 : Photomicrographies en lumière naturelle du basalte komatiitique (éch. S-04-04). A- Les cristaux automorphes sont des olivines et les aiguilles sont des clinopyroxènes. La pâte de couleur brun semi-opaque est interprétée comme étant du verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. B- Les clinopyroxènes aciculaires sont parfois regroupés en plumeaux. Certaines aiguilles sont formées d'une chaîne de cristaux squelettiques (*hopper crystals*) dont les centres étaient originalement occupés par du verre.

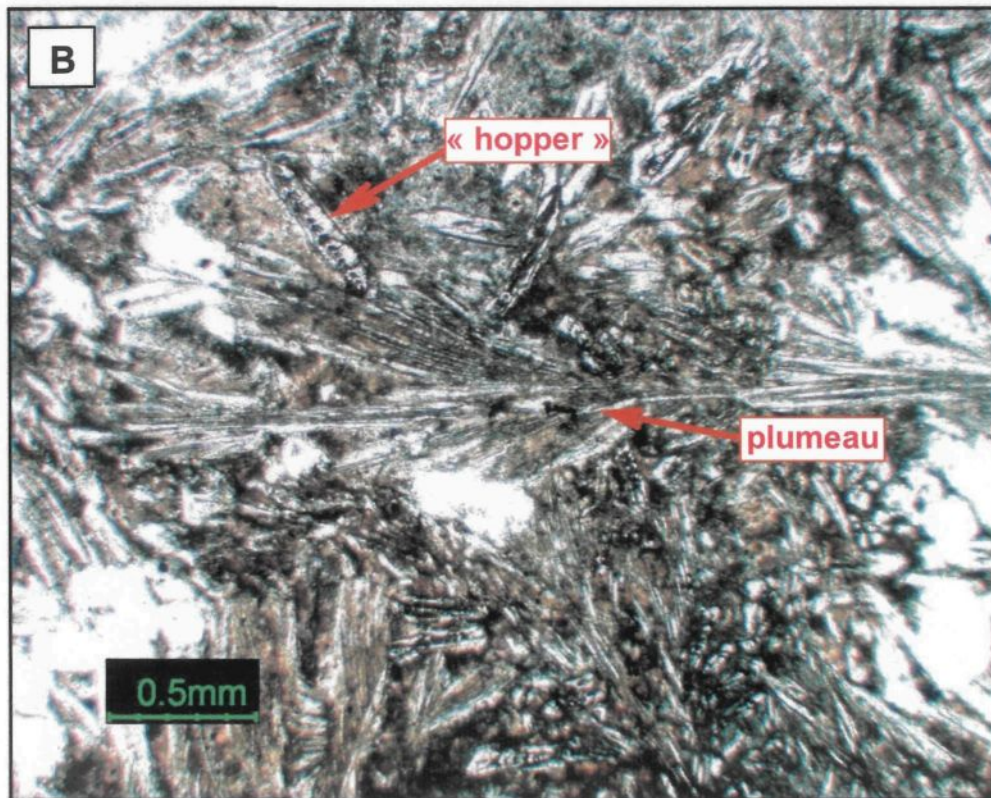
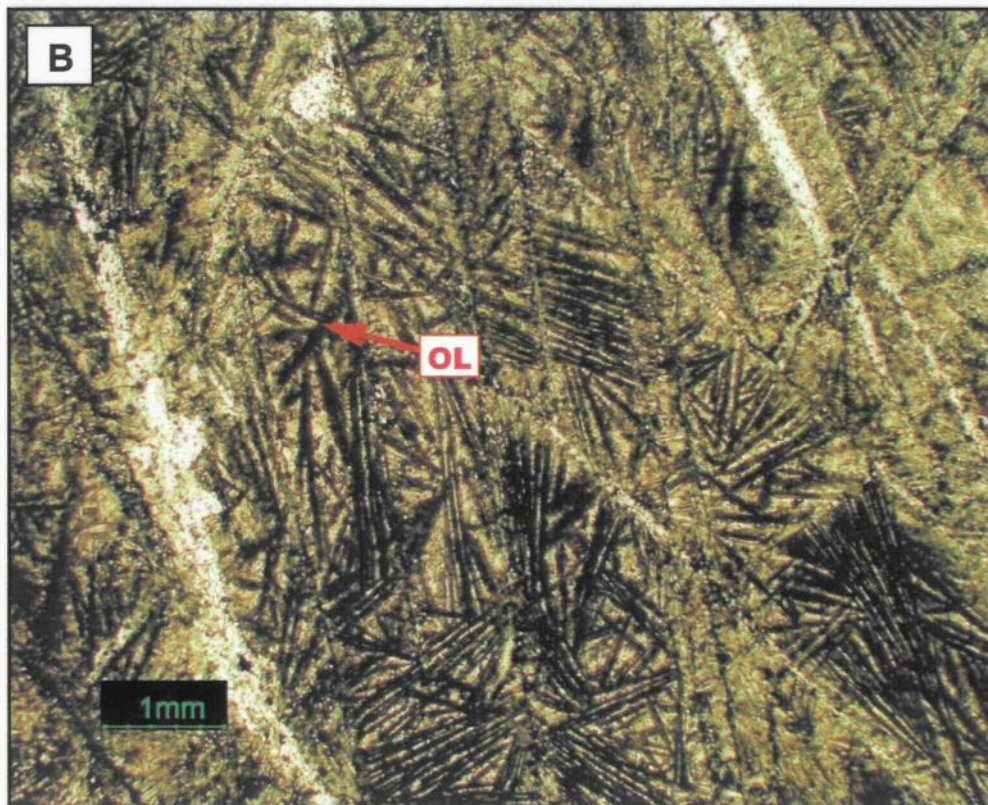
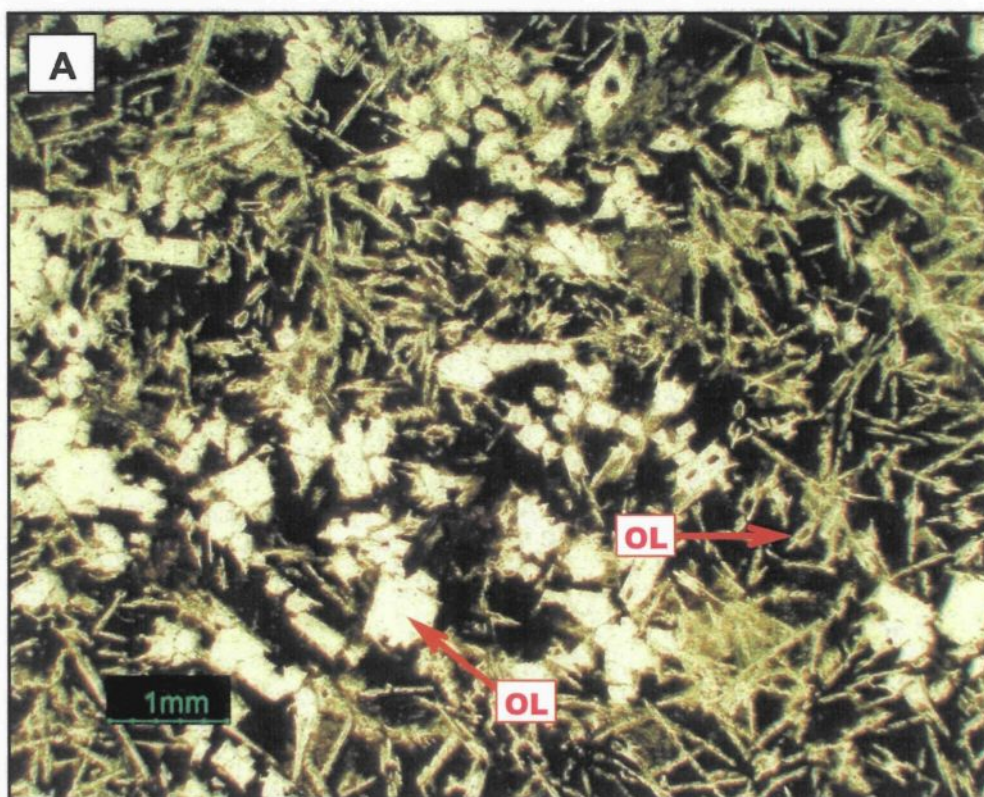


Planche 10 : Photomicrographies en lumière naturelle des deux basaltes komatiitiques contenant des textures de microspinifex et spinifex à olivine. A- Les cristaux automorphes ainsi que les aiguilles sont des olivines (OL) pseudomorphes (éch. S-04-05). B- Les aiguilles sont des olivines (OL) pseudomorphes et sont définies par des chapelets de pyrrhotite et de magnétite (noir) disposés le long de celles-ci (éch. C-04-50).



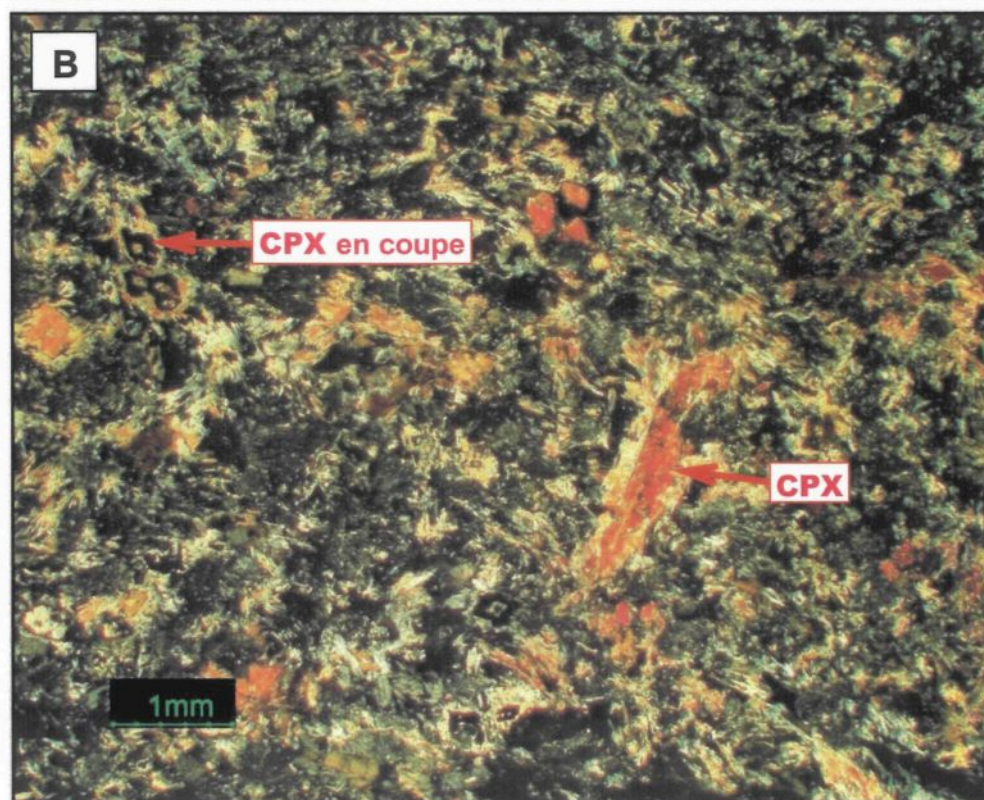
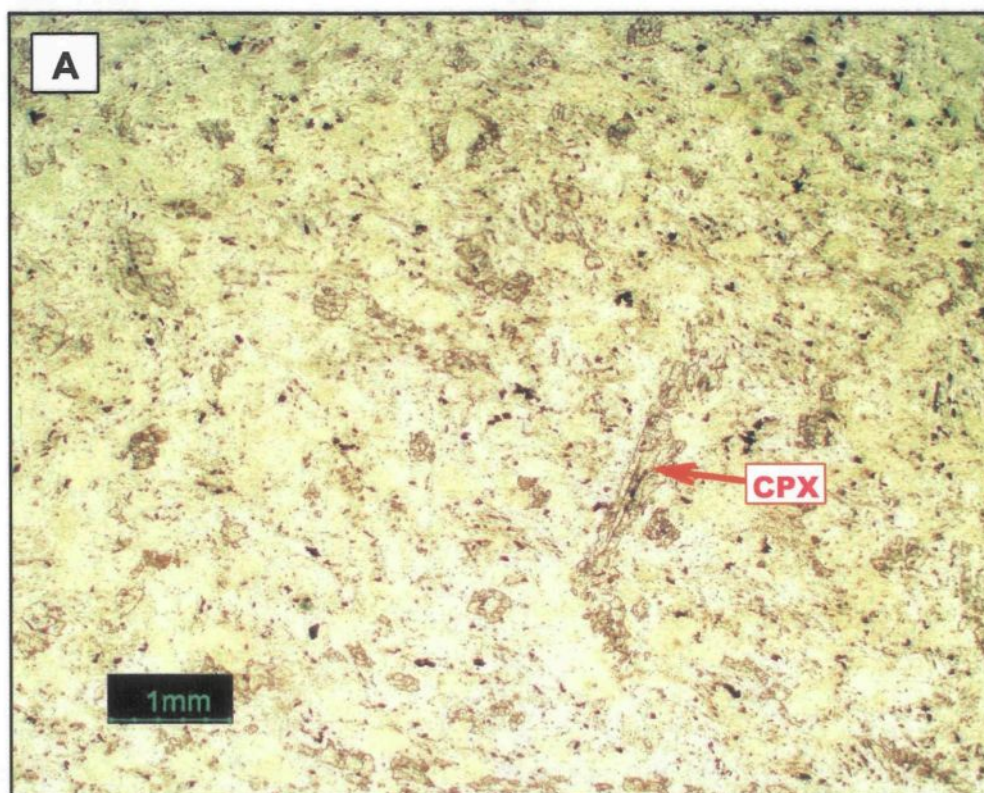
C-04-50, les aiguilles d'olivine (0,2-1 cm) sont définies par des chapelets de pyrrhotite et de magnétite fine disposés le long de celles-ci.

Dans certains cas, 1-2% de magnétite, de chromite et de sulfures sont présents. La chromite (<0,1 mm) se trouve dans l'olivine pseudomorphe. La magnétite (<0,1 mm) est associée à l'olivine ou aux sulfures. Les sulfures consistent en de la pyrrhotite et de la pyrite avec un peu de chalcopryrite, de galène et de pentlandite. Ils sont disséminés ou forment des amas localisés dans l'olivine ou à l'intérieur de veinules millimétriques de chlorite.

Le metabasalte komatiitique (planche 11) est caractérisé par la présence beaucoup plus importante de chlorite, d'actinote fibreuse ou d'un mélange des deux. Ces deux minéraux métamorphiques composent en effet 35 à 75% de la roche. En plus de l'actinote et de la chlorite, environ 20 à 45% de spinifex à clinopyroxène et 10 à 30% d'olivine pseudomorphe sont observables. Les olivines, dont la forme d'origine est préservée, ont été complètement remplacées par la chlorite et l'actinote. Les reliques de clinopyroxènes en aiguilles montrent parfois la forme squelettique losangique caractéristique avec un cœur altéré en actinote. Ce cœur devait probablement être originalement du verre.

Des traces de chromite et de magnétite sont présentes dans certains metabasaltes. De la pyrrhotite, de la pentlandite et de la chalcopryrite (≤ 0.2 mm) se trouvent surtout en traces dans la roche. Les sulfures sont disséminés dans la matrice d'actinote et de chlorite ou sont associés aux olivines pseudomorphes. Sur la lame mince polie C-04-35, quelques grains très fins de gersdorffite (sulfo-arséniure de cobalt) ont été remarqués.

Planche 11 : A- Photomicrographie en lumière naturelle du metabasalte komatiitique. Les grains à plus forte réfringence représentent les reliques de clinopyroxène (CPX). Le reste consiste en un mélange fin d'actinote et de chlorite. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. En haut à gauche, quelques aiguilles de clinopyroxène sont visibles en coupe (CPX en coupe) et montrent la forme squelettique losangique caractéristique avec un cœur altéré en actinote. Ce coeur était probablement à l'origine du verre (éch. S-04-02).



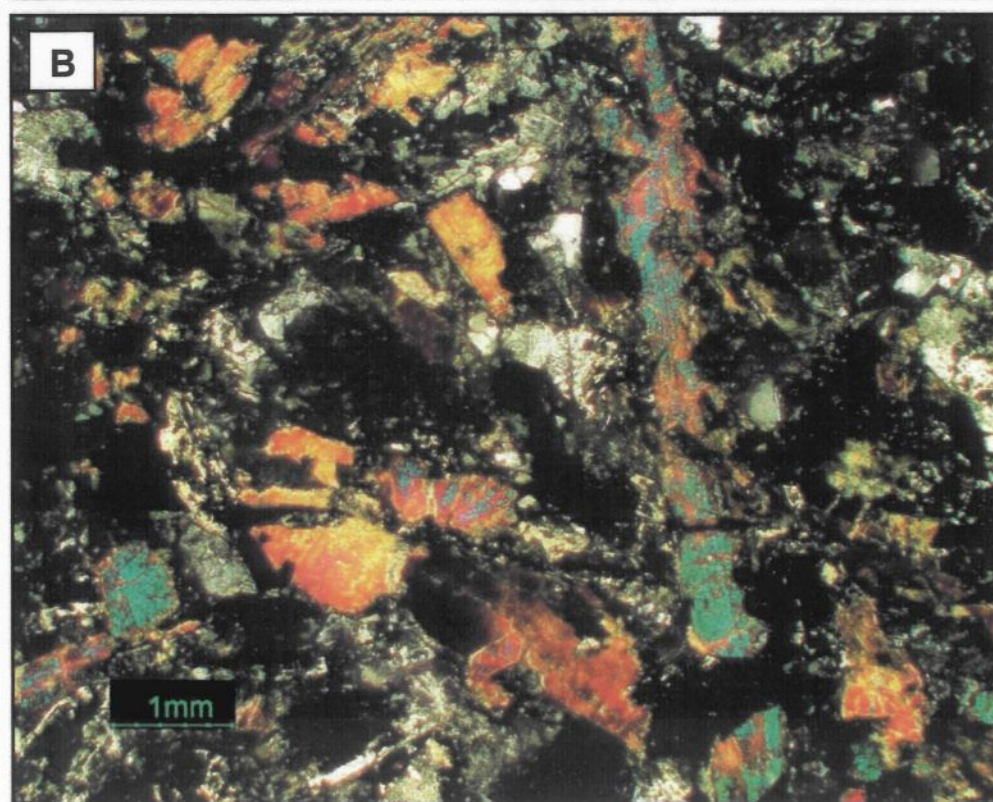
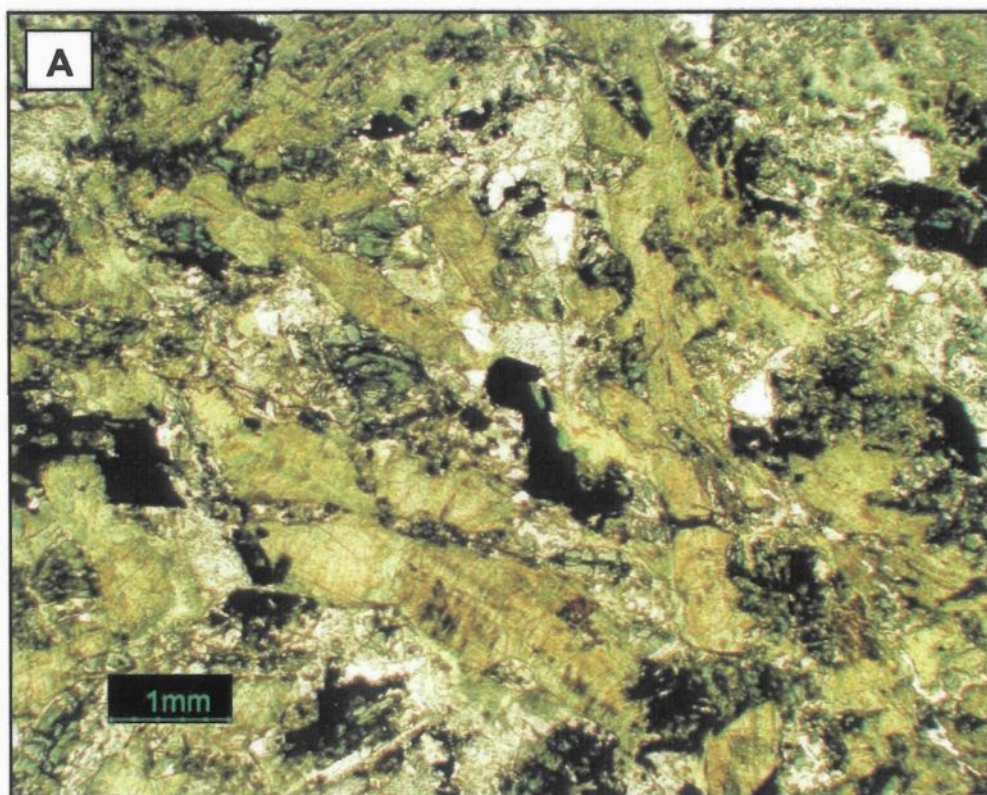
3.2.5 *Le basalte ophitique*

Les basaltes ont été échantillonnés à de nombreux endroits en surface et en carottes de forage car la distinction entre les deux types de basaltes rencontrés est difficilement identifiable sur le terrain. Les cristaux de plagioclases bien formés étant absents du basalte komatiitique, la caractéristique propre au basalte ophitique la plus évidente est sans doute la présence de lattes millimétriques de plagioclases visibles à la loupe ou à l'œil nu et de phénocristaux de titanite. Le basalte ophitique forme surtout des coulées massives épaisses.

La granulométrie est moyenne à fine (<1-3 mm). La patine d'altération montre des teintes brun rougeâtre à gris brunâtre. En cassure fraîche, la couleur est généralement gris moyen à pâle légèrement bleuâtre ou verdâtre souvent tachetée de noir et blanc grisâtre. Les taches noires représentent de petits amas de chlorite tandis que celles de couleur blanc grisâtre peuvent être de la titanite et plus rarement du quartz. De faibles traces à 2% de sulfures disséminés sont visibles.

En lame mince, ce type de basalte forme généralement une texture ophitique à sub-ophitique d'où son nom (planche 12). La texture ophitique correspond à un réseau dense de plagioclases jointifs inclus dans de grands cristaux de clinopyroxène. La texture sub-ophitique est caractérisée par des lattes de plagioclases plus ou moins jointives partiellement englobées dans des pyroxènes de même taille. Contrairement au basalte komatiitique, le basalte ophitique ne montre pas de textures de trempe du clinopyroxène. Les échantillons observés présentent des lattes de plagioclases (<1-4 mm) altérées plus ou moins jointives composant 25 à 55 % de la roche. Ces dernières sont englobées de 20 à

Planche 12 : A- Photomicrographie en lumière naturelle du basalte ophitique. Les minéraux opaques à semi-opaques xénomorphes à subautomorphes sont des grains de titanite plus ou moins altérés. B- Même photomicrographie que celle de la planche A, mais vue en lumière polarisée. Cette roche est caractérisée par une texture sub-ophitique. Des lattes de plagioclases plus ou moins jointives sont partiellement englobées par de grands pyroxènes (éch. S-04-09).



55% de clinopyroxènes (<1-4 mm). Les clinopyroxènes frais ou moyennement ouralitisés en actinote et en chlorite sont de forme automorphe à xénomorphe. Ils consistent essentiellement en de l'augite mais peuvent montrer une bordure de pigeonite. Les plagioclases sont albitisés et montrent souvent une forte altération composée d'un mélange complexe cryptocristallin leur donnant un aspect trouble et corrodé. Cet amalgame de cristaux très fins est difficilement identifiable au microscope. On soupçonne par contre la présence de chlorite, de carbonate, de séricite, d'épidote et d'amphibole observés en grains un peu plus grossiers dans certains plagioclases. À quelques reprises, du quartz xénomorphe (<0.5-2 mm) est présent sous des proportions variant de traces à 15%. Une texture myrmékitique est visible par endroit, résultat d'une intercroissance graphique entre le quartz et le plagioclase sodique.

Une petite quantité de chlorite ou d'amphibole se trouve dans les interstices des plagioclases et des clinopyroxènes. La hornblende brune est parfois présente en traces. Dans l'échantillon C-04-46, situé à moins d'un mètre sous le contact supérieur avec une unité sédimentaire, la chlorite forme des amas aux contours subarrondis. Ces amas pourraient être interprétés comme étant des vésicules originales de gaz actuellement remplies par de la chlorite, à moins qu'ils ne représentent d'anciens phénocristaux d'olivine complètement transformés. La titanite (<0,5-2 mm), produit de remplacement des pyroxènes, est presque toujours observable et peut composer jusqu'à 5% de la roche. Un seul échantillon de ce type de basalte contient quelques olivines automorphes transformées en chlorite (~5%, S-04-06).

La majorité des lames minces polies présentent des traces à 3% de pyrrhotite et de chalcopryrite ($<0,1-1$ mm). Ces sulfures sont en association avec le quartz ou les zones chloriteuses.

Un échantillon seulement (C-04-20), situé à environ un mètre du contact supérieur avec un horizon de sulfures massifs sédimentaires, représente la bordure figée d'une coulée massive de basalte ophitique. L'altération y est intense et les minéraux d'altération forment 60% de la roche. Cette altération est composée d'une multitude de grains très fins difficilement identifiables au microscope. Les grains forment des amas fonceés parfois radiés envahissant tous les minéraux. On discerne environ 20% de clinopyroxènes derrière cet amalgame cryptocristallin complexe. De plus, 10% de carbonates en amas ou en veinules sont présents. La roche contient 3 à 4% de titanite ($\leq 0,2$ mm) xénomorphe et 1 à 2% de minéraux opaques (≤ 1 mm) généralement associés aux carbonates.

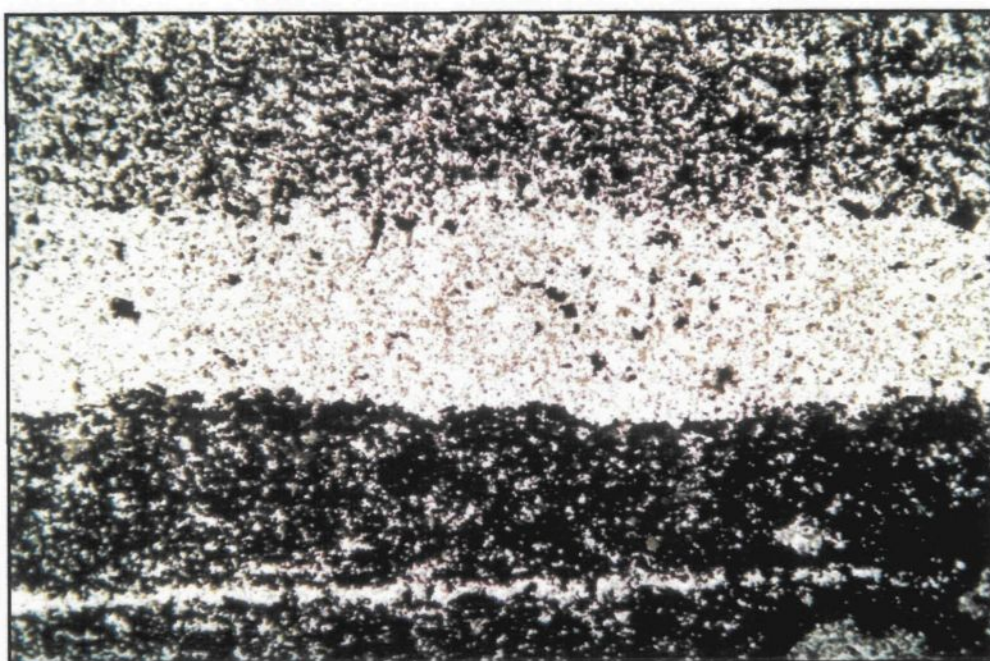
Pour quelques échantillons, la texture ophitique n'est pas bien développée. On remarque alors une texture plutôt intergranulaire dans laquelle les pyroxènes et parfois même quelques olivines apparaissent comme agrégats de grains (sans continuité optique) dans les interstices du réseau de plaquettes de plagioclases. À la zone Frontier, il ne fait pas de doute que les textures varient à l'intérieur d'une même coulée. Le terme basalte ophitique est toutefois employé sans distinction car les textures ophitique et sub-ophitique sont majoritairement observables notamment au centre des coulées épaisses où la granulométrie est plus grossière.

3.2.6 *Les sédiments*

Sur les 73 lames minces décrites, 7 proviennent d'unités sédimentaires. Les sédiments à Frontier n'affleurent que très peu et ne sont exposés que de façon discontinue le long de certains affleurements de roches mafiques. L'échantillonnage s'est concentré principalement au niveau de sédiments riches en sulfures dans des carottes de forage afin de différencier visuellement la minéralisation sédimentaire de la minéralisation magmatique. Généralement, le nickel est absent ou ne se trouve qu'en très faible concentration dans les sédiments. Le sulfure de nickel est occasionnellement observé dans certains échantillons sédimentaires. Il est possible que ce sulfure d'origine magmatique ait été introduit dans les sédiments partiellement consolidés par infiltration ou qu'il ait subi une remobilisation tectonique. Ce phénomène de relocalisation a probablement affecté les sulfures des échantillons sédimentaires C-04-22 et C-04-41. La minéralogie des sulfures dans ces échantillons est traitée au point 3.3 car les sulfures en présence sont magmatiques et non sédimentaires.

Les zones à sulfures massifs et semi-massifs sédimentaires sont litées et montrent une alternance de bandes millimétriques à centimétriques de sulfures très fins et des bandes millimétriques noires à gris foncé aphanitiques de siltstone sans sulfures (planche 13). Les minéraux composant la gangue sont la plupart du temps difficilement identifiables due à leur très petite taille (≤ 0.05 mm) et à la présence importante d'oxydes de fer. En effet, la combinaison des sulfures de fer et de l'oxygène produit un film d'oxydes qui se forme à la surface des métaux et adhère à la plupart des minéraux silicatés. On soupçonne par contre

Planche 13 : Photomicrographie en lumière naturelle du sédiment lité riche en sulfures. Les minéraux opaques sont des sulfures (essentiellement de la pyrrhotite) et les minéraux pâles sont des silicates (éch. C-04-21). La largeur du champ de vue égale 11 millimètres.



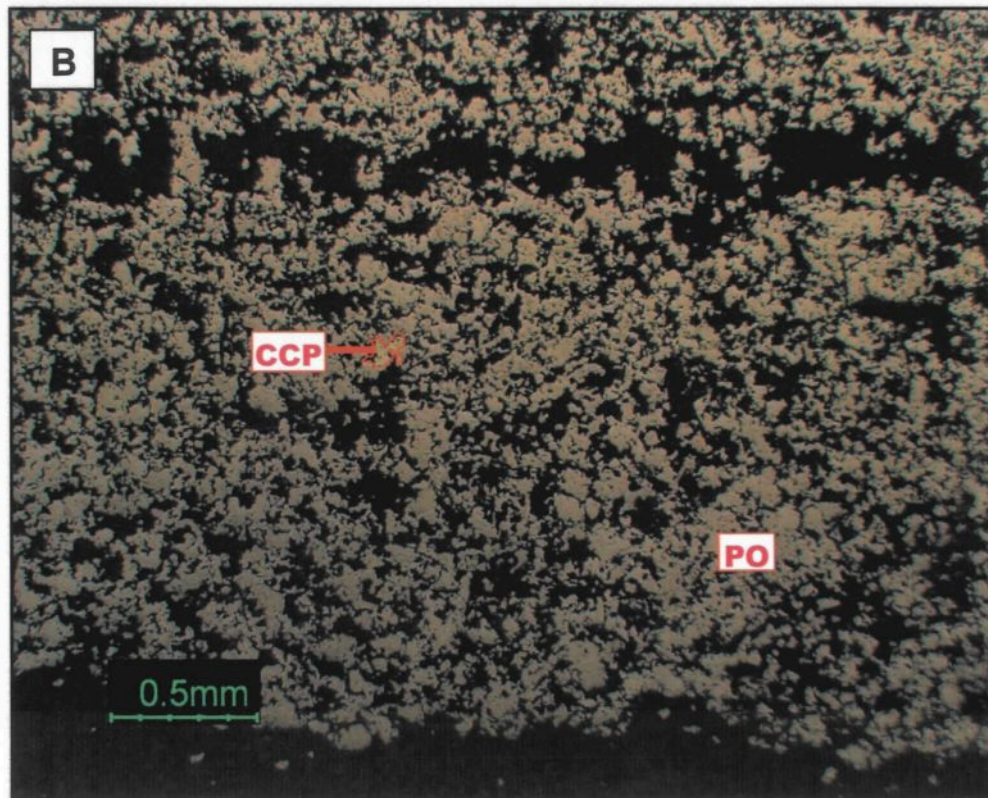
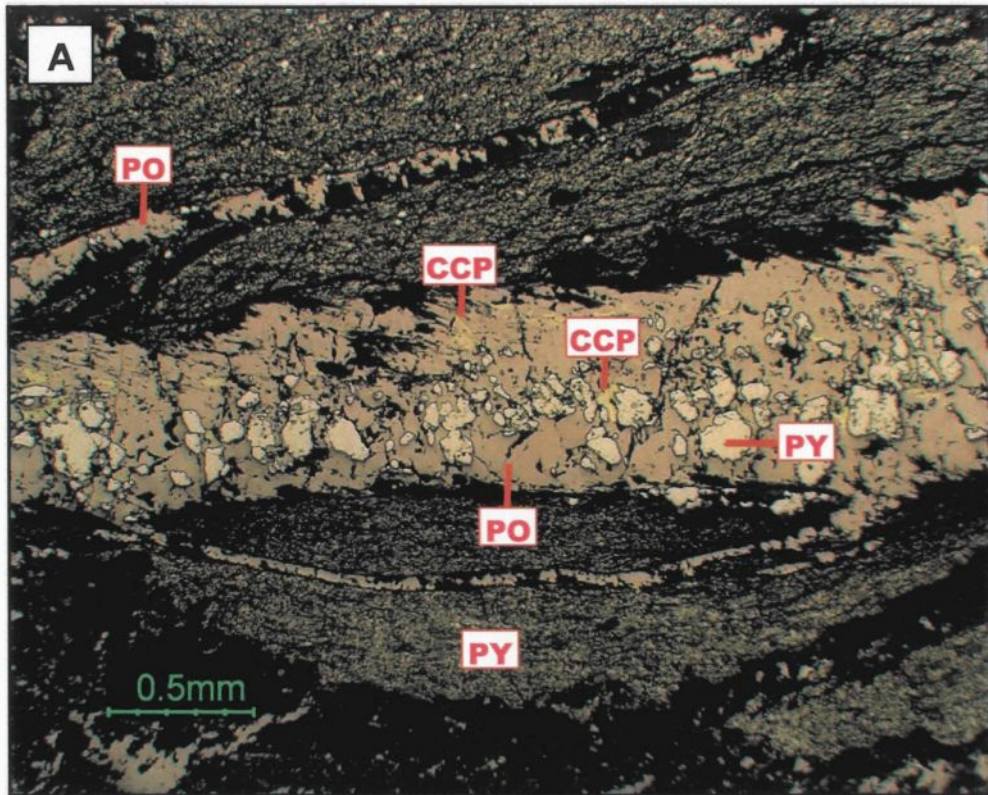
Largeur du champ de vue = 11 mm

la présence de quartz, d'amphibole, de plagioclase, de calcite et de chlorite qui ont pu être observés au microscope à quelques reprises ou identifiés à l'aide d'analyses à la microsonde.

Les sulfures massifs ou semi-massifs sédimentaires sont généralement composés de 70 à 85% de pyrite cubique aphanitique équi-granulaire avec quelques bandes ou fragments allongés de pyrrhotite contenant des inclusions de pyrite xénomorphe plus grossière (planche 14 A). Des traces de chalcopryrite, de sphalérite, de magnétite et d'ilménite sont également présentes. La pyrrhotite ne dépasse pas 15% sauf pour l'échantillon C-04-21 qui en contient 70% avec très peu de pyrite (planche 14 B). Il est normal que la partie des sédiments riches en sulfures située près d'un contact avec une roche magmatique montre une plus forte concentration en pyrrhotite qu'en pyrite. L'apport énorme de chaleur transféré aux sédiments sur une épaisseur de quelques centimètres à quelques décimètres lors de l'arrivée d'un magma chaud provoque une transformation de la pyrite en pyrrhotite.

Malgré que l'échantillon C-04-41 contienne des sulfures magmatiques remobilisés, la partie silicatée de ce dernier est représentative du sédiment présent à Frontier car elle n'a pas été transformée en cornéenne par un métamorphisme de contact. De plus, les minéraux silicatés y sont plus facilement identifiables car ils ne sont pas tous camouflés par la teinte d'oxydes de fer caractéristique des roches contenant une grande quantité de sulfures de fer. Cet échantillon est localisé à environ 2 mètres du contact avec des sulfures massifs magmatiques remobilisés. Il contient 55% de minéraux silicatés et 45% de sulfures. Les minéraux silicatés forment des bandes ou des fragments millimétriques à centimétriques de

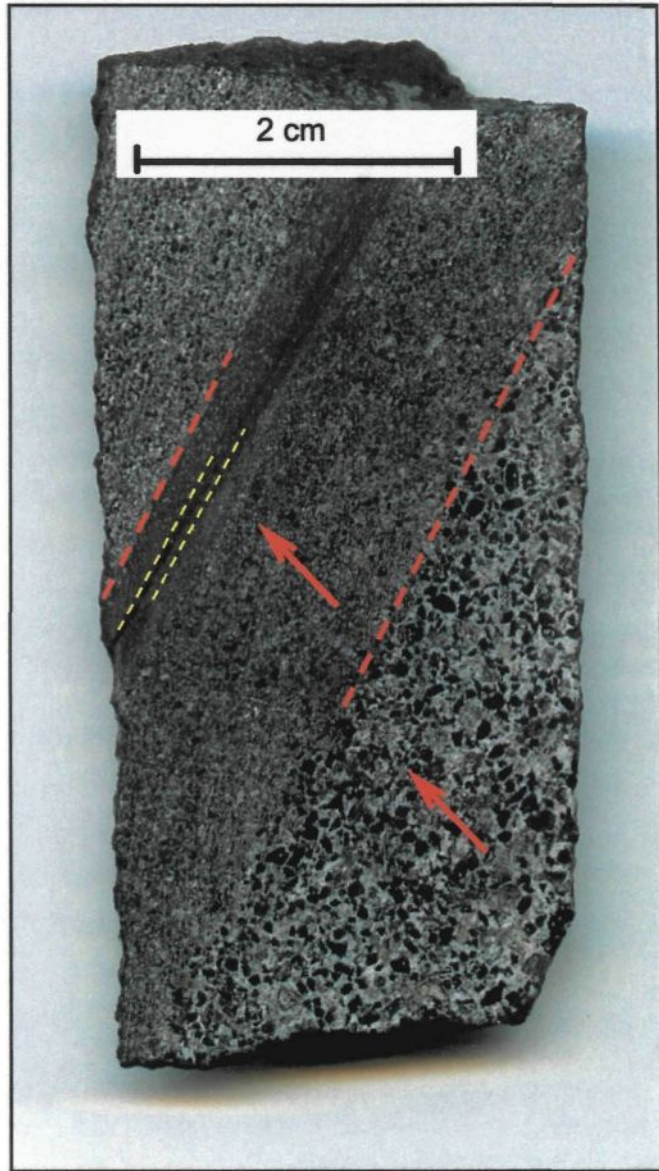
Planche 14 : Photomicrographies en lumière réfléchie de sulfures massifs sédimentaires. A- Des veinules de pyrrhotite (PO) montrant des inclusions de pyrite (PY) et de chalcopryrite (CCP) sont entourées d'une matrice de pyrite cubique à granulométrie très fine (éch. C-04-26). B- Sulfures sédimentaires riches en pyrrhotite (PO) avec un peu de chalcopryrite (CCP) délimitée par une bordure rouge (éch. C-04-21).



siltstone. Ces bandes et fragments sont composés d'un mélange schisteux d'actinote fibreuse et de chlorite ou d'un mélange d'albite et de calcite accompagné accessoirement d'apatite. La granulométrie de ces minéraux est très fine d'où l'appellation siltstone qui fait référence aux sédiments dont la taille des grains est comprise entre 1/16 et 1/256 millimètres toute minéralogie confondue. Les deux tiers de l'échantillon C-04-41 indiquent une granulométrie entre 0.01 et 0.06 mm. La partie sulfureuse de l'échantillon forme des bandes très irrégulières. Comme les sulfures ont été remobilisés et ne sont pas d'origine sédimentaire, la minéralogie de ces derniers est décrite au point 3.3 qui traite de la pétrographie des sulfures magmatiques.

Les sédiments de la zone Frontier présentent localement de minces horizons sédimentaires constitués par des alternances de bandes qui montrent des laminations parallèles formées d'une alternance de silt et d'argile et de bandes avec un granoclassement normal constituées de fragments de la taille des sables très grossiers à sables fins (planche 15). Les contacts sont nets plutôt que graduels entre les deux types de bandes, ce qui tendrait à infirmer l'hypothèse que ces deux bandes forment deux divisions d'un même lit. Si l'on considérait toutefois le passage de la bande à granoclassement normal à celle à laminations parallèles comme graduel, les deux bandes pourraient être interprétées comme deux horizons d'un même lit, lequel aurait alors été mis en place par un courant dont la puissance d'écoulement décroît progressivement de la base gréseuse vers le sommet argileux. Ceci serait typique d'une mise en place par un écoulement turbulent et donc d'un dépôt de turbidite. Les contacts nets et non graduels font en sorte qu'il serait plus exact de considérer les deux bandes comme des épisodes distincts de sédimentation. Il est donc

Planche 15 : Échantillon mégascopique provenant d'une litharénite volcanique carbonatisée montrant une alternance de bandes aux contacts nets (lignes pointillées rouges). Lors de la sédimentation la principale structure sédimentaire produite est un granoclassement normal plus ou moins bien développé (flèches). Dans les lits les plus fins, il peut y avoir des lamines de silt et d'argiles (lignes pointillées jaunes) au dessus du granoclassement normal.



préférable d'éviter le terme (génétique) de turbidite pour décrire ces roches. Un terme (non génétique) plus approprié serait rythmite, qui ne décrit que l'alternance entre deux types de couches sédimentaires, sans faire référence à leur mode de mise en place.

Les échantillons C-04-51 et 26761 proviennent d'horizons rythmitiques observés en forage. Les fragments (≤ 3 mm de diamètre) hétérogènes subarrondis baignent dans un ciment blanchâtre de carbonate. Des traces de sulfures fins disséminés sont visibles.

En lame mince, on note que les fragments sont de composition et de forme variables. Ils sont subarrondis à angulaires. Leur taille peut passer de moins de 0.1 millimètre à 2 millimètres de diamètre. La majorité d'entre eux consistent en des amas entièrement chloritisés. Ces amas sont interprétés comme des fragments de roche volcanique mafique à ultramafique entièrement chloritisés lors de la diagenèse. Toutefois, aucun des éléments des textures caractéristiques de tels fragments de basalte ou de roches ultramafiques (pas de phénocristaux, pas de microlithe de plagioclase, pas de cristaux squelettiques, pas de spinifex, pas de vésicules ni amygdales, pas de textures de dévitrification, etc.) n'ont été observés. La roche montre également 5% de fragments siliceux à grains très fins. Ces fragments sont interprétés comme des fragments volcaniques felsiques sur la base de leur composition. De nouveau, aucune des textures volcaniques caractéristiques n'a été observée. Il y a entre 1 et 2% de feldspaths (0.05-0.5 mm) non idiomorphes montrant parfois une altération importante avec remplissage de fractures par des carbonates, ce qui ne permet pas d'en déterminer la calcicité. D'après la classification de Folk (1968), la roche observée serait une litharénite volcanique (fig. 3.1).

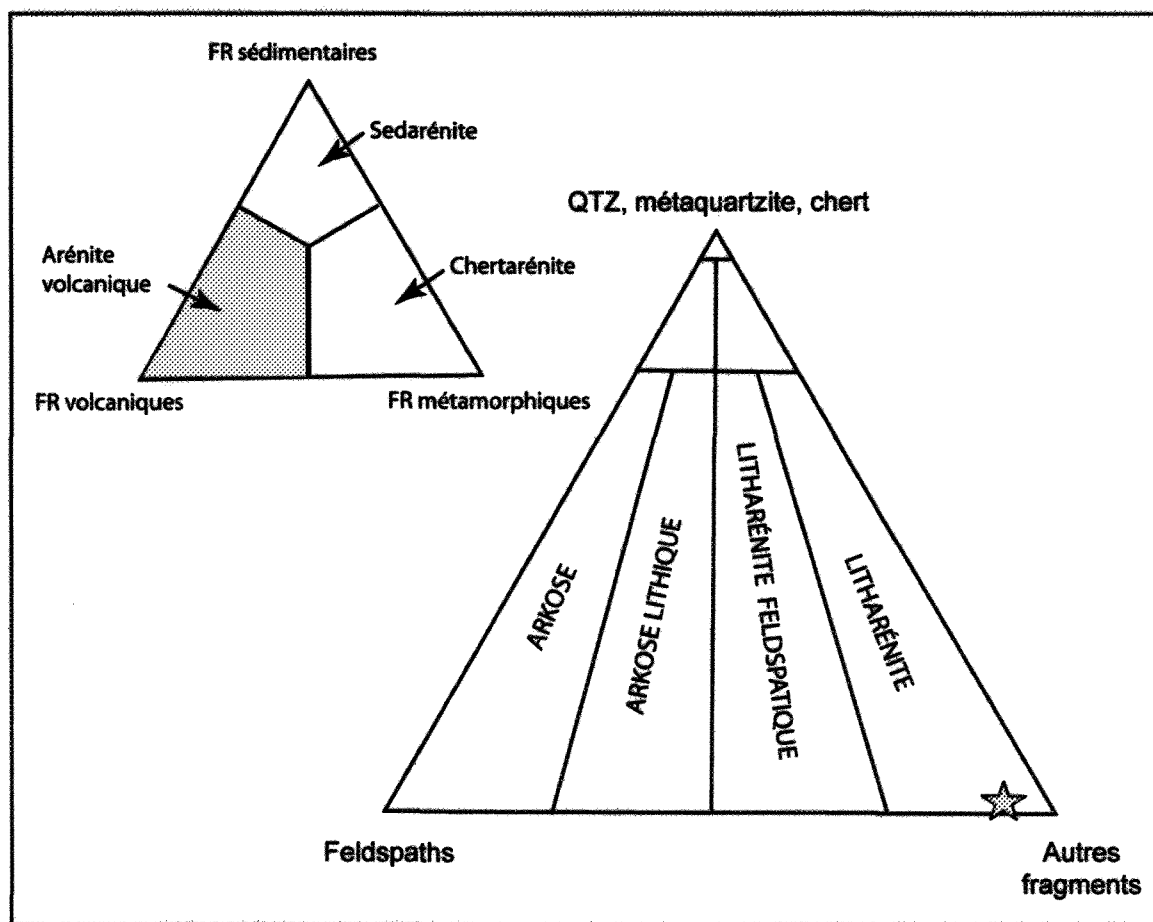


Figure 3.1 : Classification de Folk (1968) montrant la composition des fragments de roche qui composent les grès de la zone Frontier. Cette classification ne tient pas compte de la quantité de matrice présente. Étoile = échantillons C-04-51 et 26761, FR = Fragments de roches, QTZ = quartz.

Les carbonates peuvent composer environ 50 à 70% de la roche. Ils constituent principalement le ciment (40 à 50%). À cela, il faut ajouter 10 à 20% de fragments entièrement carbonatisés dont l'origine ne peut être précisée. La distinction entre ciment et fragments complètement carbonatisés est difficile à faire. Seule une mince bordure d'oxydes de fer souligne parfois le pourtour des fragments.

Il y a aussi 2 à 20% d'oxydes de fer semi-opaques (≤ 0.05 mm) xénomorphes à automorphes et des traces à 3% d'amphibole et de biotite détritiques disséminés dans la matrice carbonatisée. La biotite et l'amphibole sont interprétées comme des cristaux juvéniles issus probablement d'un magma mafique hydraté. Des minéraux opaques composent jusqu'à 2% de la roche. Ils ne peuvent être identifiés en lames minces car celles-ci ne sont pas polies. Cependant, la forme cubique de plusieurs grains et leur aspect en échantillon mégascopique permettent de présumer qu'il s'agit de pyrite.

Les litharénites volcaniques observées à la zone Frontier en surface et en forage montrent un granoclasement normal indiquant une polarité stratigraphique vers le nord. Dans l'échantillon C-04-51, le granoclasement normal est en direction du bas du trou de forage. Puisque les couches sédimentaires sont légèrement pentées vers le sud à cet endroit, les couches sont donc renversées.

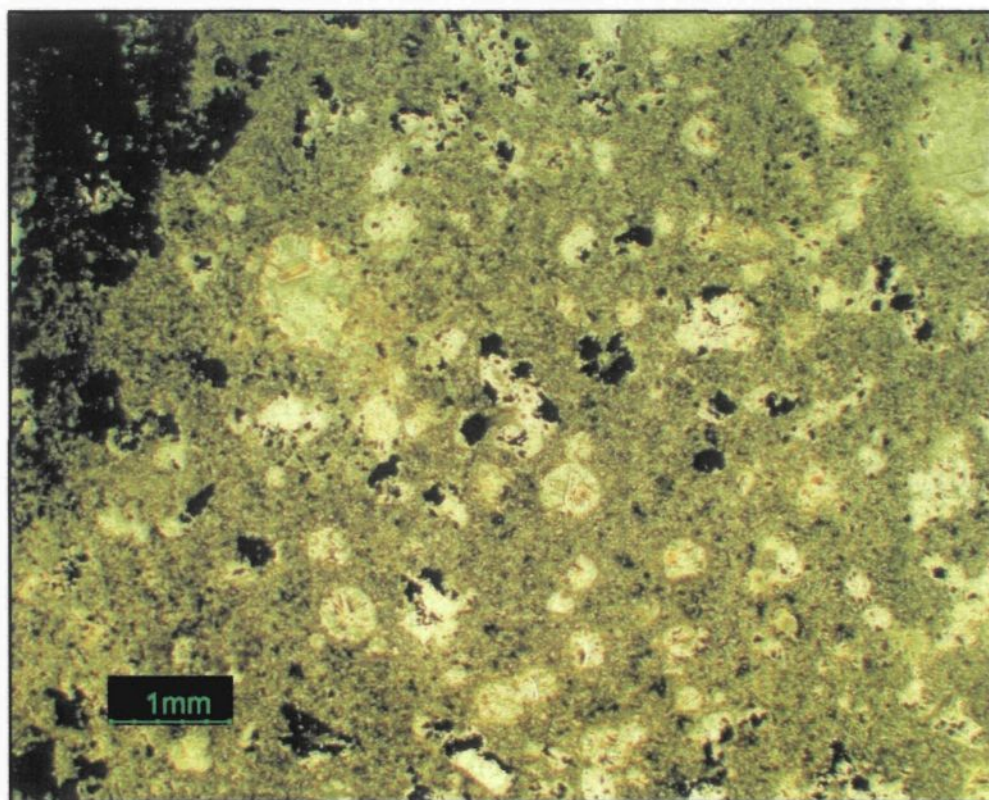
Lorsque ces sédiments ont subi un métamorphisme de contact dû à l'arrivée soudaine d'un magma chaud mafique ou ultramafique, ils peuvent alors devenir des roches métamorphiques, entièrement recristallisées appelées cornéennes. On y remarque une perte des textures sédimentaires. L'échantillon C-04-22 qui est localisé à environ 0,5 mètre sous

une lentille de sulfures massifs magmatiques remobilisés est de ce type. En mégascopie, la roche est massive et de couleur gris foncé légèrement verdâtre. Toutes les structures et textures sédimentaires ont été effacées. L'observation au microscope montre 70 à 75% d'un mélange de chlorite et d'actinote de petite taille orientées de façon aléatoire. Dans cette matrice sont inclus 15% d'amas de chlorite (0,1-1,5 mm de diamètre) aux contours très arrondis donnant un aspect tacheté à la roche (planche 16). On trouve également du quartz (<0,2 mm) en phase accessoire. Des globules de sulfures composent 10 à 15% de la roche. Les sulfures inclus dans l'échantillon C-04-22 sont d'origine magmatique. La minéralogie et les textures de ces sulfures sont discutées au point 3.3.

3.3 Les sulfures magmatiques

Les roches décrites dans les prochains paragraphes ont toutes plus de 10% de phases sulfureuses magmatiques. Les sulfures sont divisés en quatre groupes selon la proportion présente, les textures, et la roche encaissante. On trouve donc les sulfures disséminés, matriciels, massifs et remobilisés. Les trois premiers groupes sont basés sur la classification de sulfure magmatique de nickel-cuivre proposée par Barnes et Lightfoot (2005). Il est possible qu'à l'intérieur d'une même unité ultramafique, on trouve ces trois groupes. Lorsque les sulfures ne se touchent pas, ils sont alors décrits comme étant disséminés. La quantité de sulfures disséminés est très variable et compose entre 10 et 40% des roches de cette catégorie. La partie avec seulement 1 à 10% de sulfures est omise car elle est incluse dans la première classe du présent rapport pétrographique au point 3.2. Si les sulfures interstitiels se touchent, ils sont alors considérés comme matriciels. Le pourcentage de ces derniers varie entre 25 et 65%. Quand la phase sulfureuse excède 65%, on parle alors de

Planche 16 : Photomicrographie en lumière naturelle montrant la cornéenne tachetée à chlorite et actinote. Les zones plus claires sont des amas globulaires de chlorite. Les minéraux opaques sont des sulfures magmatiques remobilisés dans le sédiment (éch. C-04-22).



sulfures semi-massifs à massifs. En raison de leur densité supérieure, les sulfures ont une tendance à se concentrer dans la partie inférieure des coulées et/ou intrusions ultramafiques où ils occupent des dépressions (Naldrett et Campbell, 1982; Leshner, 1989). Dans le cas où plusieurs unités ultramafiques minéralisées s'empilent successivement, les horizons comprenant des quantités significatives de sulfures pourraient être utilisés pour délimiter le contact inférieur de chacune d'entre elles.

On peut également observer les sulfures magmatiques dans des unités non ultramafiques. C'est le cas des sulfures ayant subi une remobilisation par infiltration dans des sédiments partiellement consolidés ou par déplacement sous l'effet du tectonisme.

3.3.1 *Les sulfures disséminés*

Les sulfures disséminés se trouvent dans un métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, un schiste à chlorite et actinote ou une metabordure figée. Les quatre lames minces polies observées montrent des concentrations en sulfures allant de 15 à 40%. La gangue est constituée principalement d'un mélange d'actinote et de chlorite formant 20 à 75% de la roche. Des olivines pseudomorphes ($\leq 0,5$ mm) et/ou des reliques de clinopyroxènes (0,5-2 mm) sont généralement observables. L'altération est souvent très forte. Il arrive même qu'aucune texture ignée ne soit conservée, comme c'est le cas pour le schiste à actinote et à chlorite. En effet, ce schiste est situé juste au dessus d'un contact avec un basalte ophitique. Il concorde donc avec une zone de métasomatisme de contact au niveau inférieur d'une unité ultramafique, le basalte ophitique étant la roche encaissante (Sanford, 1982).

La distinction entre les différentes phases sulfurées à partir de l'échantillon mégascopique se fait difficilement. Il faut regarder attentivement les lames minces polies au microscope afin de constater que les sulfures se divisent comme suit : 10 à 25% de pyrrhotite, 2 à 20% de pentlandite et des traces à 8% de chalcopryrite. La chromite ($\leq 0,2$ mm) est également visible en traces. Dans le métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, les sulfures forment des amas hétérogènes aux contours très irréguliers de diamètre inférieur ou égal à 0,5 centimètre. Ces amas se trouvent souvent en remplacement partiel à quasi-complet des olivines serpentinisées (*reverse net-texture*). La pentlandite est surtout intergranulaire à la pyrrhotite. La chalcopryrite est seule ou associée à la pyrrhotite. Dans le schiste à chlorite et actinote représenté par l'échantillon C-04-31, les amas de sulfures comportent une plus grande proportion de chalcopryrite et sont souvent étirés et aplatis entre des bandes schisteuses de gangue. Dans l'échantillon C-04-49 qui consiste en une metabordure figée, les sulfures sont dispersés en amas grossiers (≤ 1 cm de diamètre) dans la matrice d'amphibole et de chlorite. Ils montrent l'empreinte de nombreuses fibres d'actinotes entrecroisées. La pentlandite est associée à la pyrrhotite de façon intergranulaire ou plus rarement sous forme de fines exsolutions en flamme.

3.3.2 *Les sulfures matriciels*

Les sulfures matriciels forment des amas polycristallins se touchant plus ou moins et entourant les minéraux de la gangue. En plus de former une matrice, les phases sulfureuses peuvent également remplacer partiellement les olivines (planche 17). Elles sont le produit d'une remobilisation métamorphique qui a permis la pénétration de sulfures le long de

Planche 17 : A- Photomicrographie en lumière réfléchie de sulfures matriciels magmatiques (éch. C-04-38). B- Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la pyrrhotite (PO) matricielle imprégnée de nombreuses fibres d'actinote entrecroisées. Au centre, des grains d'olivine sont en voie de remplacement par la pyrrhotite. Un peu de pentlandite (PN) et de magnétite (MAG) associées sont également présentes (éch. C-04-38).

CHAPITRE 3

PÉTROGRAPHIE

3.1 Introduction

Un total de 73 échantillons en surface et en carottes de forage a été cueilli dans les parties nord-ouest, sud-ouest et est de la zone Frontier (fig. 2.2 B, C, D). De ces échantillons, 58 lames minces polies et 15 lames minces non polies ont été préparées afin de décrire la lithologie présente. Les échantillons cueillis sur le terrain en surface sont identifiés par des numéros commençant par la lettre S tandis que les échantillons provenant des carottes de forage sont identifiés par des numéros débutant par la lettre C. La localisation de chacun des échantillons de forage est montrée à l'appendice A. Les tableaux de l'appendice B présentent les coordonnées UTM, la lithologie, le pourcentage des minéraux ainsi que les principales textures pour chacune des 73 lames minces. Les descriptions mégascopiques et microscopiques détaillées pour chaque échantillon sont disponibles sur le disque compact fourni à la fin de ce document.

Afin de mieux décrire la minéralisation en Ni-Cu-ÉGP de la zone Frontier, les échantillons ont été séparés en deux classes : 1- les roches magmatiques faiblement minéralisées et les sédiments, et 2- les sulfures magmatiques. La première classe comprend les roches d'origine ignée contenant 10% de sulfures ou moins ainsi que tous les sédiments. La deuxième classe comprend les roches magmatiques qui recèlent plus de 10% de sulfures et les sulfures magmatiques remobilisés. Cette limite de 10% de sulfures est arbitraire et a

été fixée afin de distinguer plus facilement les zones riches en sulfures des zones à minéralisation moins significative.

Les roches de la zone Frontier ont été mises en place en milieu sous-marin. Elles ont possiblement subi l'altération de l'eau de mer et été affectées par le métamorphisme régional. Toutes les unités rocheuses sont presque entièrement recristallisées. La grande majorité des minéraux primaires a maintenant été remplacée. Cependant, les textures ignées sont souvent bien préservées ce qui permet d'utiliser la nomenclature des roches ignées. Lorsque ces textures sont reconnaissables mais mal préservées, le préfixe méta- est alors ajouté au terme igné. Si par contre les textures primaires ont complètement disparu, la roche est considérée comme une roche métamorphique et nommée en conséquence avec le nom métamorphique approprié.

3.2 Les roches magmatiques faiblement ou non minéralisées et les sédiments

Les noms dunite, péridotite, olivine-pyroxénite et pyroxénite sont ceux actuellement utilisés sur le terrain. Cependant l'utilisation de tels termes peut s'avérer problématique car selon le guide terminologique de l'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) (Le Maitre et al., 2002), ces noms sont réservés de préférence pour des roches plutoniques. L'origine extrusive ou intrusive des unités ultramafiques de la zone Frontier étant toujours débattue, nous ferons abstraction de ces termes dans le présent rapport puisque Barnes (manuscrit accepté) propose d'éviter toute connotation génétique dans l'appellation des roches. De plus, les noms dunite, péridotite et pyroxénite ne sont pas adéquats pour les roches ultramafiques de la ceinture de Cape Smith car elles contiennent une grande

proportion de matériel postcumulat représenté par du verre dévitrifié et ses produits métamorphiques (Barnes et al. 1992). Les termes texturaux utilisés pour les roches à cumulat (adcumulat, mésocumulat et orthocumulat) sont donc plus appropriés. Selon la classification d'Irvine (1982), le matériel postcumulat forme 25 à 50% d'un orthocumulat, 7 à 25% d'un mésocumulat et 0 à 7% d'un adcumulat. Le matériel postcumulat montre une texture de génération tardive qui se forme à partir du liquide interstitiel au cumulat.

Plusieurs roches de cette classe présentent une certaine quantité d'un matériel cryptocristallin englobant les autres minéraux. Pétrographiquement, ce matériel s'appelle une pâte et est interprété comme du verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. La très faible granulométrie et l'hétérogénéité de la pâte expliquent la semi-opacité de plusieurs lames minces en lumière naturelle. La minéralogie de cette pâte est difficilement identifiable.

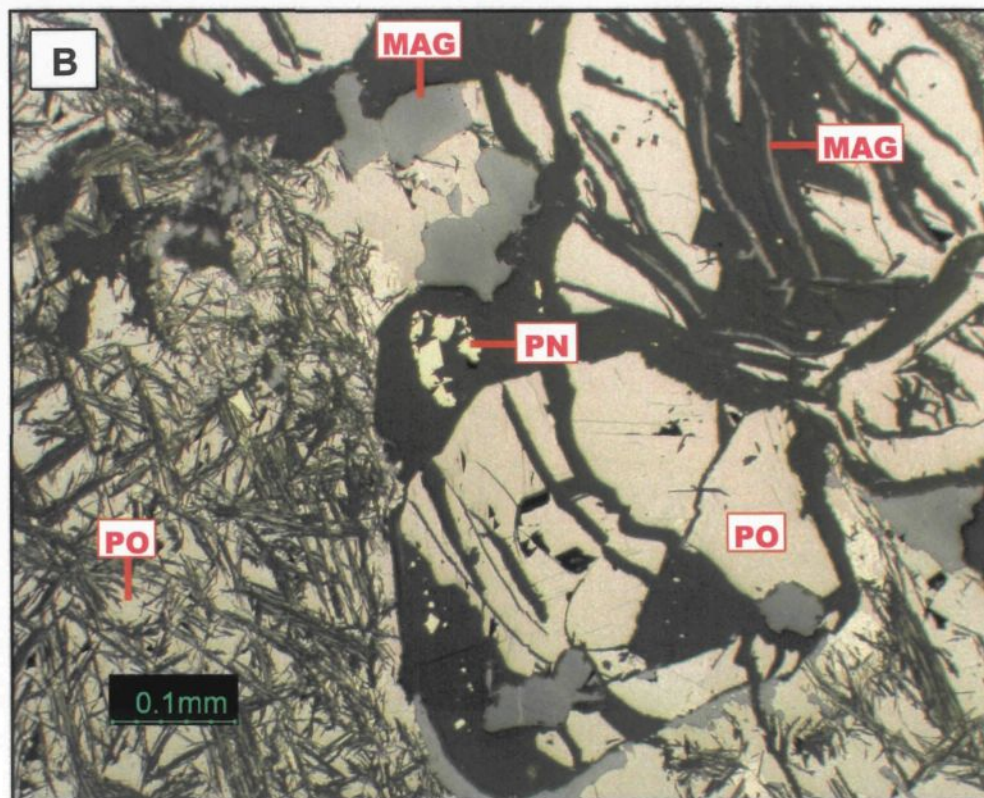
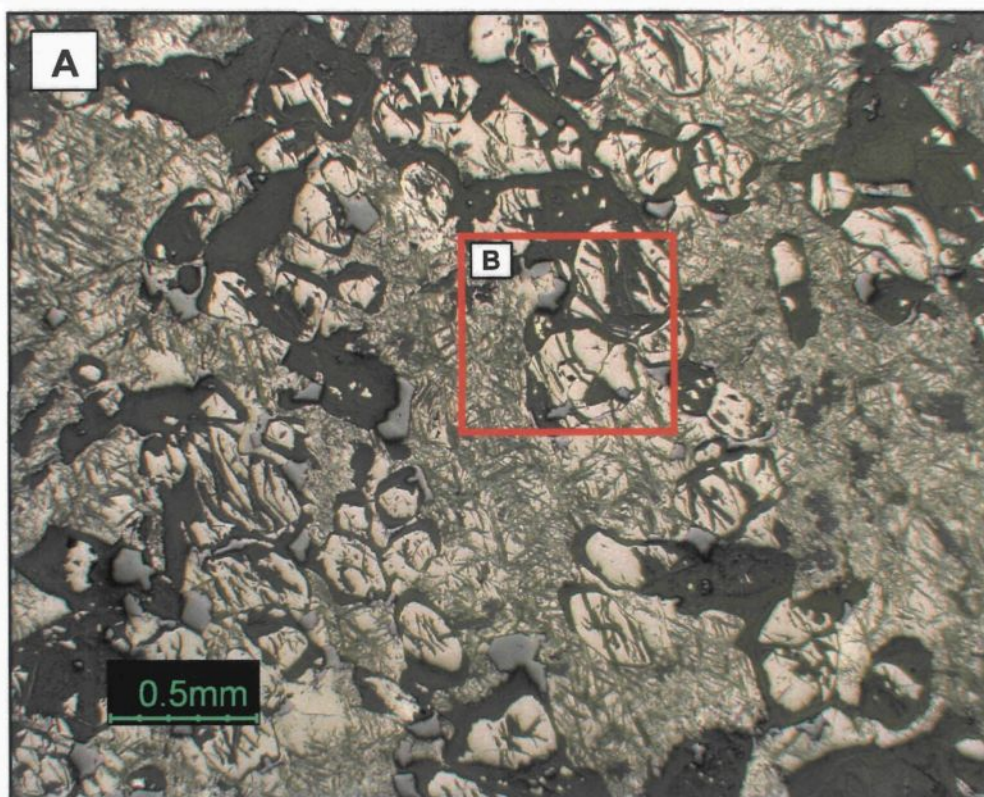
3.2.1 *Le cumulat à olivine*

Les échantillons mégascopiques qui proviennent uniquement de carottes de forage sont ceux d'une roche massive de magnétisme variable à granulométrie fine. En cassure fraîche, la couleur est gris foncé à noir teinté de vert. À première vue, la composition semble homogène, seules quelques veinules millimétriques d'amphibole et de chlorite ou de serpentine viennent interférer avec l'uniformité de la roche. Des traces de sulfures disséminées (<0,5-2 mm de diamètre) ou associées aux veinules d'amphibole et de chlorite sont observables.

En microscopie, la majorité des cumulats à olivine sont considérés comme étant des orthocumulats. L'orthocumulat à olivine (planche 5 A) est formé de 30 à 65% de cristaux d'olivine (0,1-3 mm) arrondis. Ces olivines sont complètement transformées en serpentine ou en actinote fibreuse et en chlorite. Seul l'échantillon C-05-54 montre des traces d'olivine encore fraîche. Un mélange de chlorite et d'actinote (traces à 12%) est concentré en quelques veines ou veinules millimétriques à centimétriques. Un échantillon faisant partie des orthocumulats à olivine montre 10 à 15% de clinopyroxènes aciculaires (<0,2-0,5 mm) partiellement à complètement altérés en actinote et présentant une texture microspinifex (planche 5 B). La texture microspinifex est semblable à celle de cristaux squelettiques et dendritiques typiques de verre mafique dévitrifié. Cette texture est considérée comme une évidence de l'origine effusive de la roche. Tous les minéraux sont englobés dans une pâte cryptocristalline formant 20 à 55% de la roche.

Des traces à 1% de chromite ($\leq 0,2$ mm) xénomorphe à automorphe associée ou non à l'olivine sont disséminées dans la roche. Par endroit, une bordure de magnétite autour de la chromite montre que les spinelles ont également subi les effets du métamorphisme. Des traces à 3% de magnétite forment fréquemment de fins chapelets autour ou à l'intérieur des olivines pseudomorphes. Le pseudomorphisme dans ce cas-ci fait référence au phénomène de transformation d'un minéral en un autre par paramorphose. Le minéral ainsi transformé change sa structure interne mais conserve sa forme extérieure d'origine.

Les sulfures ($\leq 0,5$ mm) sont présents en traces seulement. Ils sont essentiellement de la pentlandite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite formant de petits amas hétérogènes



fractures dans les olivines pseudomorphes venant remplacer partiellement ou complètement les minéraux de serpentine (Philpotts, 1961; Dillon-Leitch et al., 1986). Lorsque les sulfures entourent des fragments xénomorphes de roche ignée métamorphisée plutôt que des minéraux individuels, on parle alors de brèche de sulfure. C'est le cas de l'échantillon C-04-43.

La gangue peut être soit un métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, soit un schiste à actinote et à chlorite (planche 18). Les sulfures matriciels présents sont composés de pyrrhotite en grande majorité sauf pour le schiste à actinote et à chlorite représenté par l'échantillon C-04-42 qui montre un pourcentage plus élevé en chalcoppyrite. Les quatre lames minces polies observées ont des concentrations en sulfures passant de 25 à 65%. La gangue est constituée principalement d'un mélange d'actinote et de chlorite formant 20 à 50% de la roche. Des olivines complètement serpentinisées (0,2-2 mm) et des reliques de clinopyroxènes poecilitiques (1-3 mm) sont généralement observables sauf pour le schiste et la brèche de sulfure. Le schiste à actinote et à chlorite contient 10% de carbonates formant de grosses plages irrégulières.

En général, les roches démontrent des concentrations en pyrrhotite allant de 20 à 30% avec 5 à 15% de pentlandite et des traces à 30% de chalcoppyrite. L'échantillon C-04-38 comprend 10% de magnétite en amas irréguliers entourant les minéraux de la gangue (planche 19). La pentlandite (<0,1-5 mm) est associée de façon intergranulaire à la pyrrhotite ou plus rarement sous forme d'exsolutions en flamme. La pentlandite de l'échantillon C-04-38 montre localement de petites inclusions allongées de pyrite. La

Planche 18 : A- Photomicrographie en lumière naturelle de sulfures matriciels (en noir) dans un métacumulat à olivine (OL) et clinopyroxène (CPX) poecilitique. Les sulfures sont également localisés à l'intérieur d'une veinule de chlorite (CHL) (éch. C-04-38). B- Photomicrographie en lumière naturelle de sulfures matriciels (en noir) dans un schiste à actinote (ACT) et à chlorite (CHL) (éch. C-04-42).

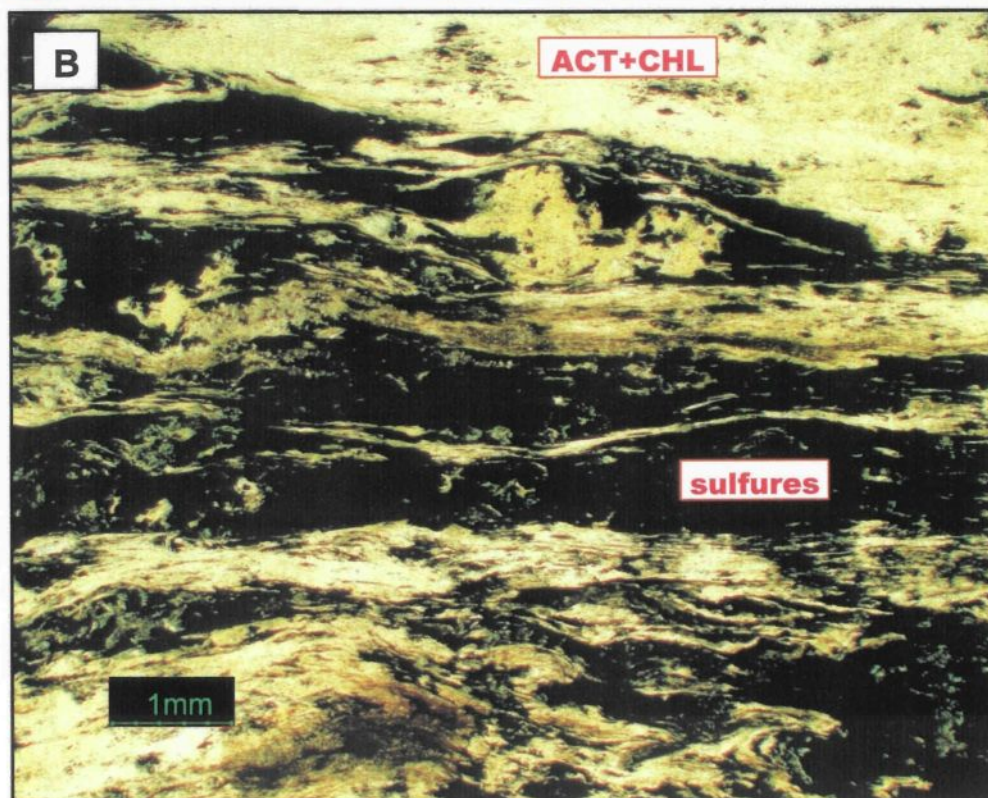
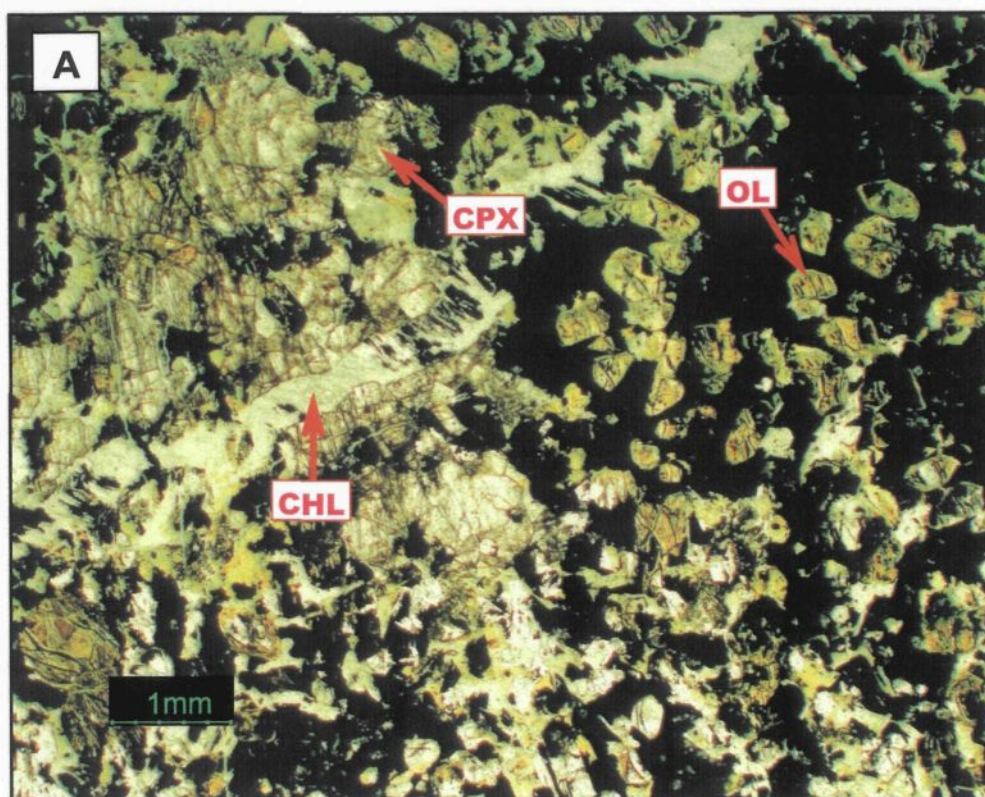
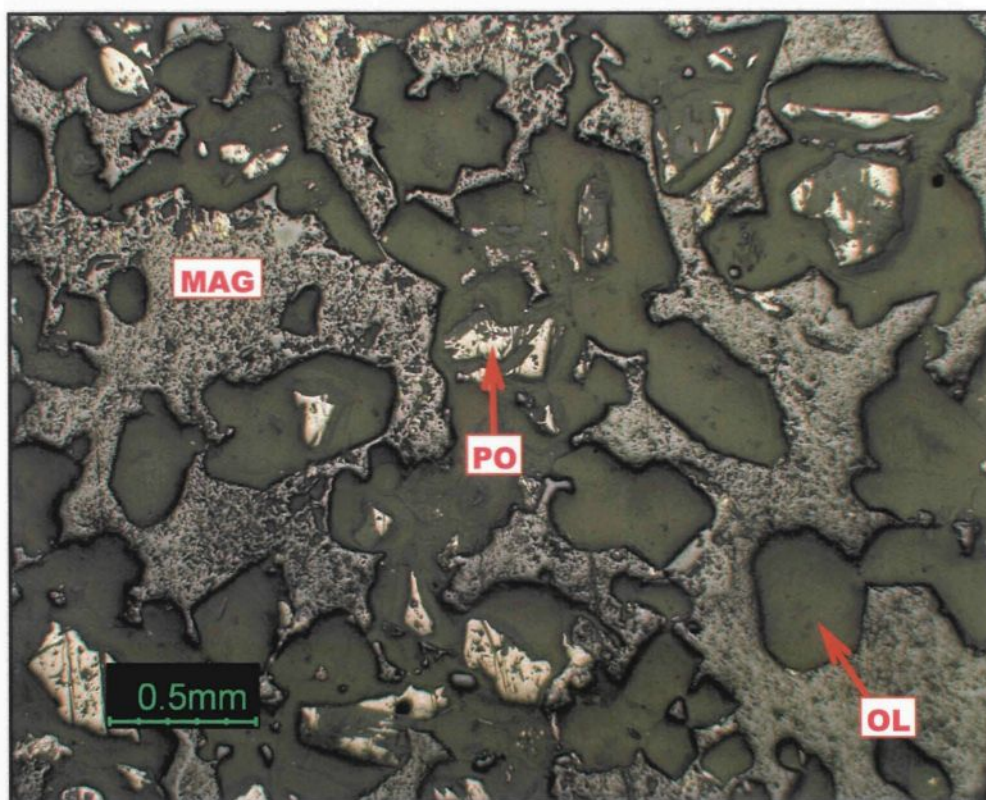


Planche 19 : Photomicrographie en lumière réfléchie montrant de la magnétite (MAG) matricielle et un peu de pyrrhotite (PO). La magnétite entoure les cristaux d'olivine (OL) (éch. C-04-38).



chalcopryrite (0,1-2 mm) est souvent associée à la pyrrhotite mais elle peut aussi former de fines veinules dans la gangue. Ces sulfures matriciels présentent souvent l’empreinte de nombreuses fibres d’actinote entrecroisées.

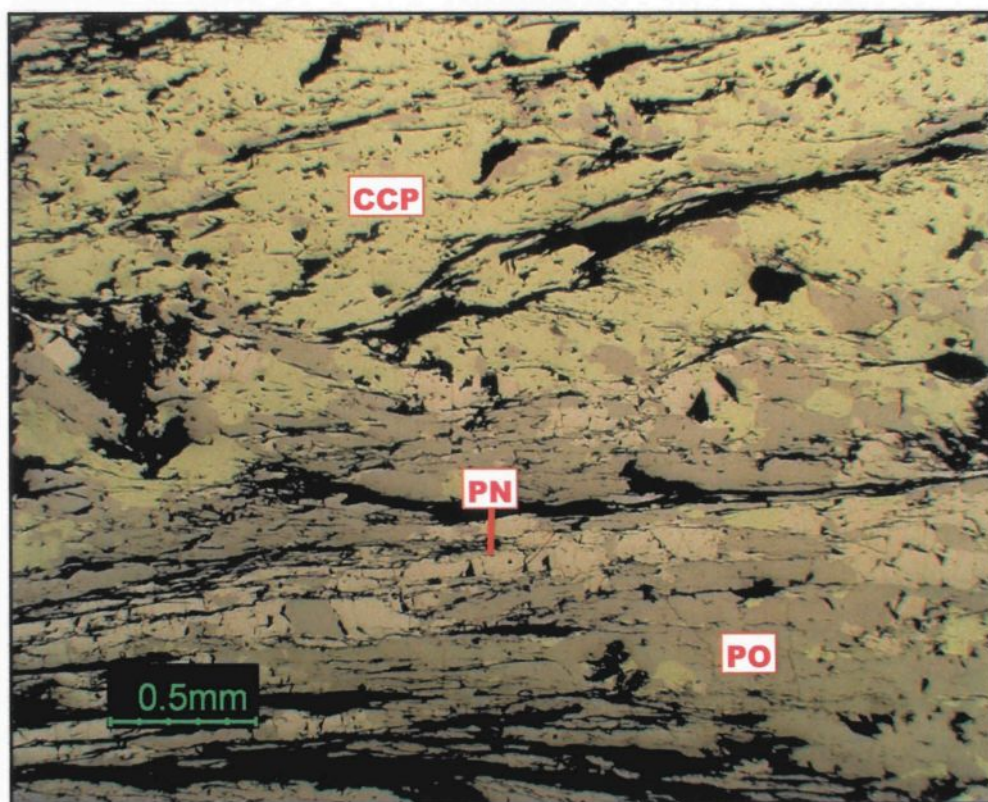
Le schiste à chlorite et actinote est le plus riche en sulfures de cette catégorie. Il est représenté par l’échantillon C-04-42 et constitué de 30% de chalcopryrite, 25% de pyrrhotite et 5 à 10% de pentlandite. Ces sulfures sont souvent étirés et aplatis entre des bandes schisteuses de gangue (planche 20).

3.3.3 *Les sulfures massifs*

Un seul horizon de sulfures massifs magmatiques compris dans une unité ultramafique a été observé en lames minces. Il provient du trou de forage WR-03-09 et montre une épaisseur de 40 centimètres. Il se situe à la base d’une unité ultramafique mais l’unité en question est plutôt mince et semble se pincer vers le nord. Des processus de déformation auraient pu affecter la roche à cet endroit expliquant du même coup la complexité géologique de Frontier South. Il se pourrait également que les sulfures aient subi une certaine remobilisation. Cet échantillon est toutefois décrit dans la catégorie des sulfures massifs car l’encaissant, les textures et les concentrations en nickel sont différents des échantillons de sulfures magmatiques remobilisés typiques. En raison du manque d’informations disponibles jusqu’à maintenant, les relations entre la partie sulfureuse et l’unité rocheuse encaissante demeurent nébuleuses.

Cette zone minéralisée montre 95% de sulfures avec une gangue difficilement identifiable car elle est teintée d’oxydes de fer. La lame contient un seul fragment grossier

Planche 20 : Photomicrographie en lumière réfléchie de sulfures matriciels dans un schiste à actinote et à chlorite. La chalcopryrite (CCP) et la pyrrhotite (PO) sont les phases sulfureuses dominantes. La pentlandite (PN) est étirée et aplatie (éch. C-04-42).



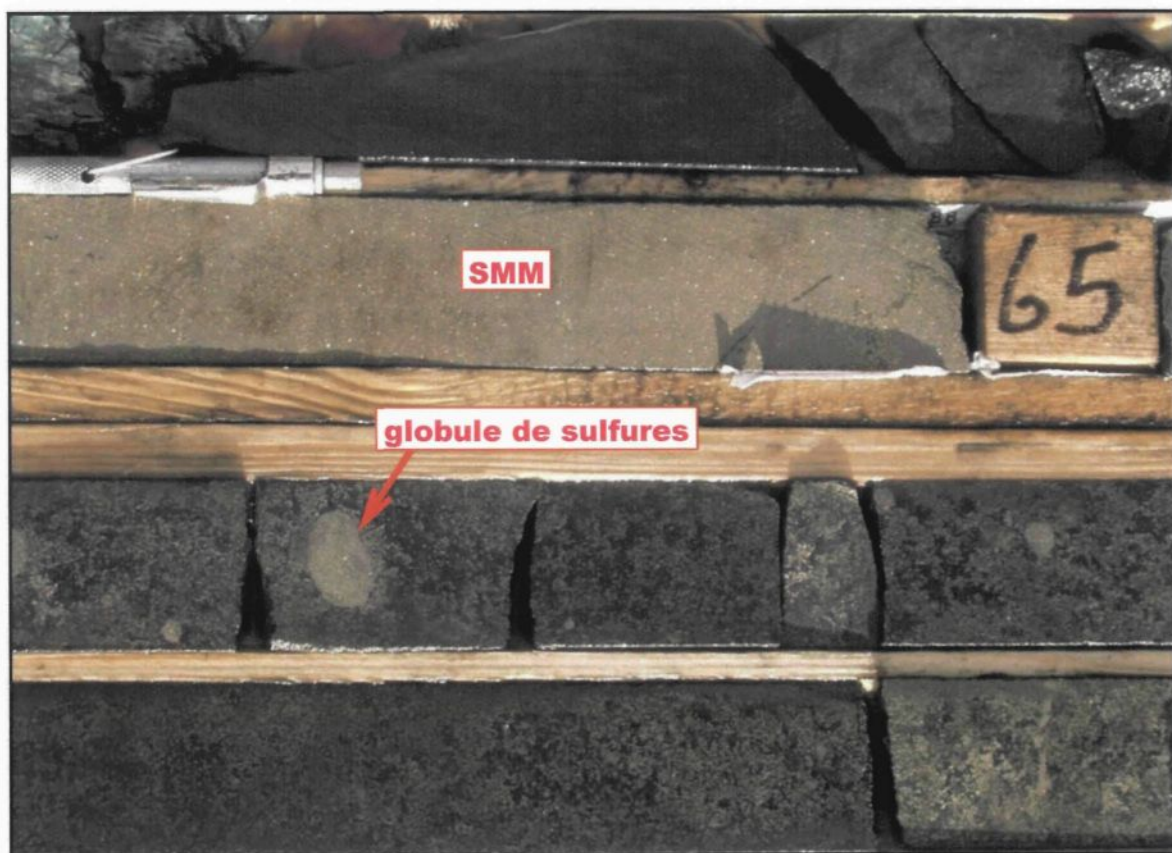
plus ou moins arrondi composé de minéraux cryptocristallins. On y remarque parfois de petits grains de carbonates ou des traces de chlorite et d'amphibole. La minéralogie des sulfures est représentée par 75 à 80% de pyrrhotite, 15 à 20% de pentlandite et 5% de chalcoppyrite. Accessoirement, on rencontre des traces de magnétite ($\leq 0,2$ mm). À la pyrrhotite est associée de la pentlandite en amas xénomorphes ($\leq 0,5$ mm de diamètre) ou plus rarement sous forme de petites exsolutions en flamme. La chalcoppyrite est associée à la pyrrhotite en grains xénomorphes ($\leq 0,2$ mm) ou se concentre autour du fragment de silicates.

Une autre lentille de sulfures massifs magmatique a été observée à Frontier. Elle a été interceptée par le trou de forage WR-03-16 (fig. 2.3 D). On remarque que ces sulfures massifs se situent dans une dépression au niveau d'un contact entre deux horizons ultramafiques distincts et sont surmontés de sulfures matriciels. Les sulfures massifs du trou WR-03-16 sont ceux qui contiennent les plus hautes concentrations en nickel. Malheureusement, ils n'ont pas pu être échantillonnés pour cette étude dû à la non disponibilité de la carotte de forage restante. L'analyse pétrographique au microscope n'a donc pas été possible. Une photographie de la carotte en question nous donne cependant un aperçu mégascopique de tels sulfures (planche 21).

3.3.4 *Les sulfures magmatiques remobilisés*

Cette catégorie de minéralisation consiste en des sulfures magmatiques se trouvant dans une roche autre que celle où ils ont été formés à l'origine. C'est le cas des sulfures ayant subi une remobilisation syngénétique et/ou postgénétique par infiltration dans des

Planche 21 : Échantillons de carotte de forage montrant les sulfures massifs magmatiques (SMM) interceptés dans le trou WR-03-16 entre 64.33 et 65 mètres à Frontier Central. On remarque également la présence de globules associés aux sulfures matriciels qui surmontent les sulfures massifs. Pour permettre la présence de globules de sulfures à cet endroit, il faut que l'unité ultramafique en question ait été l'hôte d'un système magmatique au dynamisme intense.



sédiments partiellement consolidés ou par déplacement dans des zones de faiblesse sous l'effet du tectonisme. Ces sulfures vont donc se trouver encaissés dans des roches sédimentaires ou formeront des veines ou des brèches au niveau de contacts géologiques et de remplissage de fractures. Malgré le fait que ces sulfures ne soient pas encaissés à l'intérieure d'unités ultramafiques, on peut supposer que leur origine est magmatique à cause de la quantité significative de pentlandite visible au microscope. Il est en effet reconnu que la concentration initiale de sulfures de nickel dans la grande majorité des gisements est la conséquence de processus magmatiques (Naldrett, 1981). Ces processus sont décrits en détail à la section 1.2 du présent mémoire.

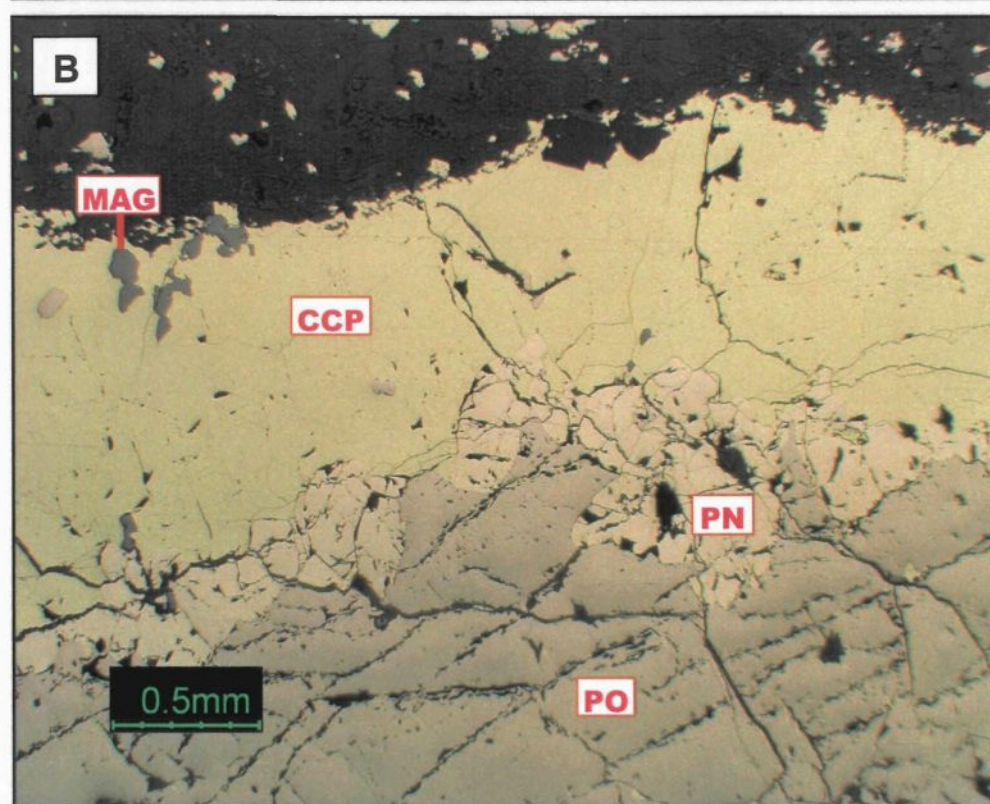
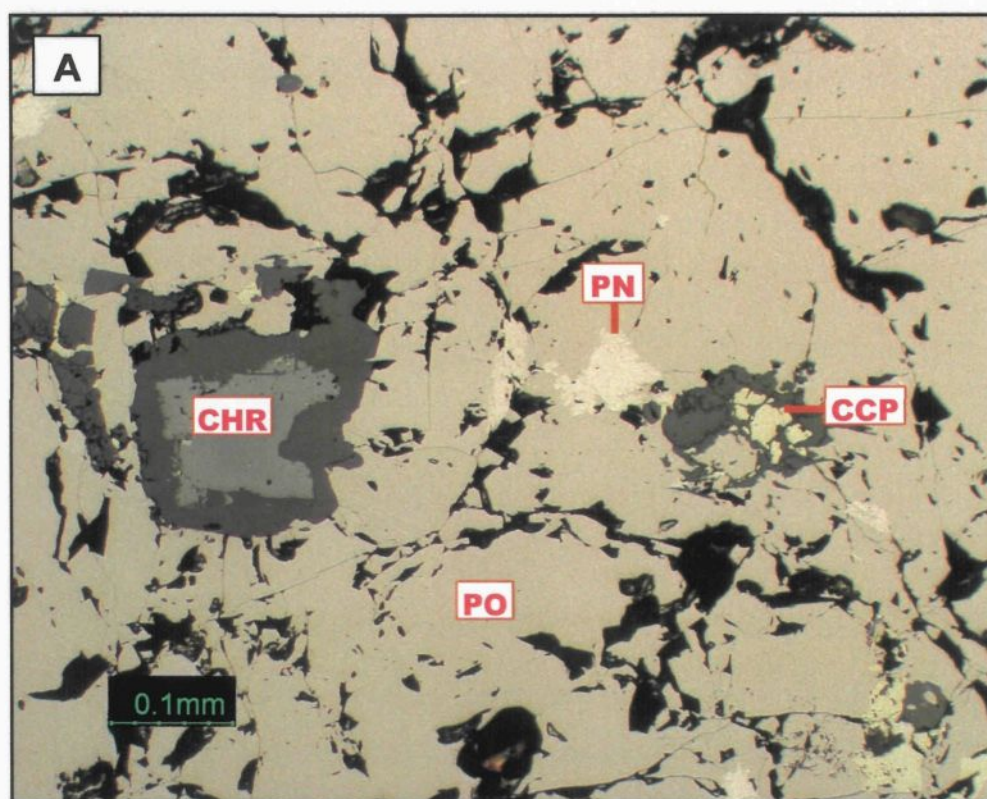
Les sulfures remobilisés observés en lames minces proviennent des trous de forage WR-03-09 et WR-03-13 et montrent des épaisseurs d'environ 1 à 8 mètres. Ces sulfures composent 10 à 100% des roches. Ils sont disséminés, bréchiques, semi-massifs ou massifs. Pour les échantillons contenant les plus hautes concentrations en sulfures, la gangue est difficilement identifiable car elle est teintée d'oxydes de fer. Pour les échantillons moins minéralisés, soit le C-04-22 et le C-04-41, la partie silicatée s'avère être une cornéenne tachetée à actinote et chlorite et un siltstone respectivement. Ces sédiments sont décrits au point 3.2. On remarque également la présence de quelques fragments xénomorphes formés d'un mélange de chlorite et d'actinote dans l'échantillon C-04-23. Il est important de noter que cet échantillon se trouve à environ 0,2 mètre de la cornéenne tachetée à actinote et à chlorite. Les autres lames montrent de rares veinules de quartz et des amas de petits grains divers où des amphiboles, de la chlorite ainsi que des carbonates sont parfois distinguables. De plus, l'apatite occupe une importante place dans l'échantillon C-04-40.

La minéralogie des sulfures varie beaucoup d'un échantillon à l'autre. Elle est représentée par 5 à 90% de pyrrhotite, des traces à 10% de pentlandite et 1 à 15% de chalcopryrite. Accessoirement, on rencontre des traces de magnétite ($<0,1-0,2$ mm) ou de chromite ($\leq 0,1$ mm).

Les sulfures massifs représentés par les échantillons C-04-23, C-04-24 et C-04-25 contiennent 75 à 90% de pyrrhotite compacte et très fracturée. À cette dernière est associée 3 à 9% de pentlandite en amas xénomorphes (0,1-2 mm de diamètres) ou plus rarement sous forme de petites exsolutions en flamme (planche 22 A). La chalcopryrite est également associée à la pyrrhotite en grains xénomorphes ($\leq 0,5$ mm) ou en amas allongés et plus ou moins aplatis (0,1-1,5 mm de long). Cette chalcopryrite se concentre surtout autour des fragments de la gangue (planche 22 B). Sur la lame mince polie C-04-25, quelques grains très fins de gersdorffite (sulfo-arséniure de cobalt) ont été remarqués. Ces trois échantillons font partie d'une zone minéralisée se trouvant entre deux horizons sédimentaires.

L'échantillon C-04-41 présente des sulfures magmatiques bréchiques remobilisés dans un siltstone. La minéralisation forme des amas étirés ou aplatis entre des bandes schisteuses et des fragments sédimentaires siliceux. Elle est constituée de 30% de pyrrhotite à laquelle est associée 10 à 12% de chalcopryrite et 2 à 3 % de pentlandite. L'étirement et l'aplatissement de certains amas sulfurés ainsi que la présence de fragments possiblement d'origine volcanique mafique métamorphique et sédimentaire indiquent une remobilisation tectonique de sulfures dans un siltstone.

Planche 22 : Photomicrographies en lumière réfléchie de sulfures massifs magmatiques remobilisés. A- Des exsolutions en flamme de pentlandite (PN) ainsi que quelques grains de chalcopryrite (CCP) sont inclus dans de la pyrrhotite (PO) massive. La chromite (CHR) est associée aux silicates (éch. C-04-24). B- La chalcopryrite (CCP) se concentre autour d'un fragment silicaté. La pentlandite (PN) et la pyrrhotite (PO) sont bien distinctes. Un peu de magnétite (MAG) est associée à la chalcophyrite (éch. C-04-23).



Les sulfures de l'échantillon C-04-40 forment une matrice englobant les minéraux de la gangue. Ils consistent en 45-50% de pyrrhotite, 15% de chalcopryrite et 5-10% de pentlandite. La pentlandite (≤ 0.2 mm) est associée de façon intergranulaire à la pyrrhotite mais aussi sous forme d'exsolutions en flamme. La chalcopryrite se trouve également en association avec la pyrrhotite en petits grains xénomorphes de moins de 0,5 mm.

L'échantillon C-04-22 est le moins minéralisé de cette catégorie avec environ 10 à 15% de sulfures en flammes (≤ 3 cm de long) ou en amas globulaires (≤ 2 mm de diamètre). Ces sulfures contiennent 5 à 10% de pyrrhotite, 5% de chalcopryrite et des traces de pentlandite. Ils sont disséminés dans une cornéenne tachetée à chlorite et actinote décrite en détail au point 3.2.

3.4 Composition des minéraux et des sulfures

L'appendice C présente la composition des minéraux, oxydes et sulfures de plusieurs lames minces polies. Ces analyses quantitatives ont été déterminées par microsonde électronique de type CAMECA SX-100 à l'Université Laval. La composition est précisée à l'aide de spectromètres de longueur d'onde. Les données sont corrigées selon les routines « PAP » de Cameca (qui incluent « ZAF »). Les conditions d'opération sont les suivantes : voltage de 15 kV, diamètre du faisceau électronique de 5 micromètres, temps de comptage de 20 secondes pour le pic et de 10 secondes pour le bruit de fond. Le tableau 3.1 montre les limites de détections calculées pour chacun des éléments analysés. Ces limites de détection diffèrent légèrement d'un minéral à l'autre.

La figure 3.2 illustre la composition des clinopyroxènes dans le diagramme ternaire wollastonite-ferrosilite-enstatite. On remarque que la majorité d'entre eux, indépendamment du type de roche, se trouve dans le champ de l'augite avec une tendance à se diriger vers le diopside. Les analyses à la microsonde effectuées sur de nombreux pyroxènes montrent que les clinopyroxènes poecilites des komatiites sont essentiellement des augites diopsidiques ou plus rarement des diopsides. Les clinopyroxènes à texture spinifex des basaltes komatiitiques sont essentiellement des augites diopsidiques ou des augites. Les clinopyroxènes des basaltes ophitiques sont quant à eux des augites. Les diagrammes du Mn versus Fe^{2+} et du Cr versus Fe^{2+} sont indicateurs du degré d'évolution du magma (fig. 3.3). Les pyroxènes enrichis en Mn et en Fe^{2+} et appauvris en Cr dans les basaltes ophitiques indiquent que ceux-ci ont cristallisé à partir d'un magma beaucoup plus évolué que les roches ultramafiques et basaltes komatiitiques. Les tendances générales observées sur ces graphiques viennent donc appuyer notre classification pétrographique, qui est, du plus primitif au plus évolué, la komatiite, le basalte komatiitique et le basalte ophitique. Il faut cependant faire attention aux analyses des clinopyroxènes en aiguilles contenus dans les basaltes komatiitiques. En effet, le refroidissement très rapide de ces clinopyroxènes va nécessairement de pair avec une composition plus évoluée car les textures de trempe des roches volcaniques préservent les conditions d'équilibre d'origine au moment de l'extrusion de la lave (Poldervaart et Hess, 1951; Arndt et Fleet, 1979). Par le fait même, si ces derniers avaient pris le temps de cristalliser, ils se situeraient probablement au même endroit que les cumulats à olivine. Les quelques grains qui se trouvent en dehors de la tendance et semblent montrer des valeurs

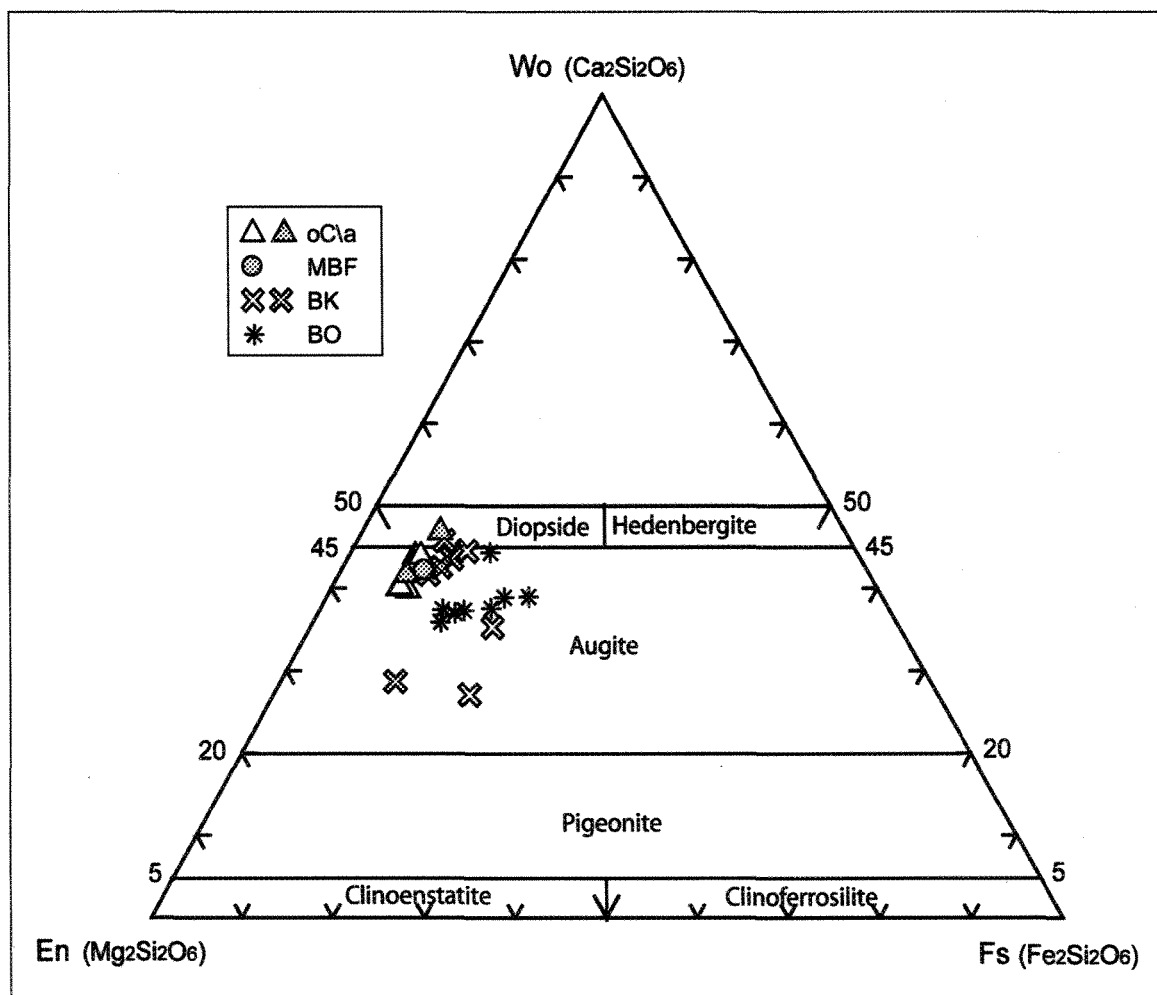


Figure 3.2 : Composition des clinopyroxènes (classification de Deer et al. 1966). La majorité des clinopyroxènes sont des augites ou des augites diopsidiques. On note aussi la présence de quelques diopsides.

oC/a = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, MBF = métabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons très métamorphisés. Wo = wollastonite, Fs = ferrosilite, En = enstatite.

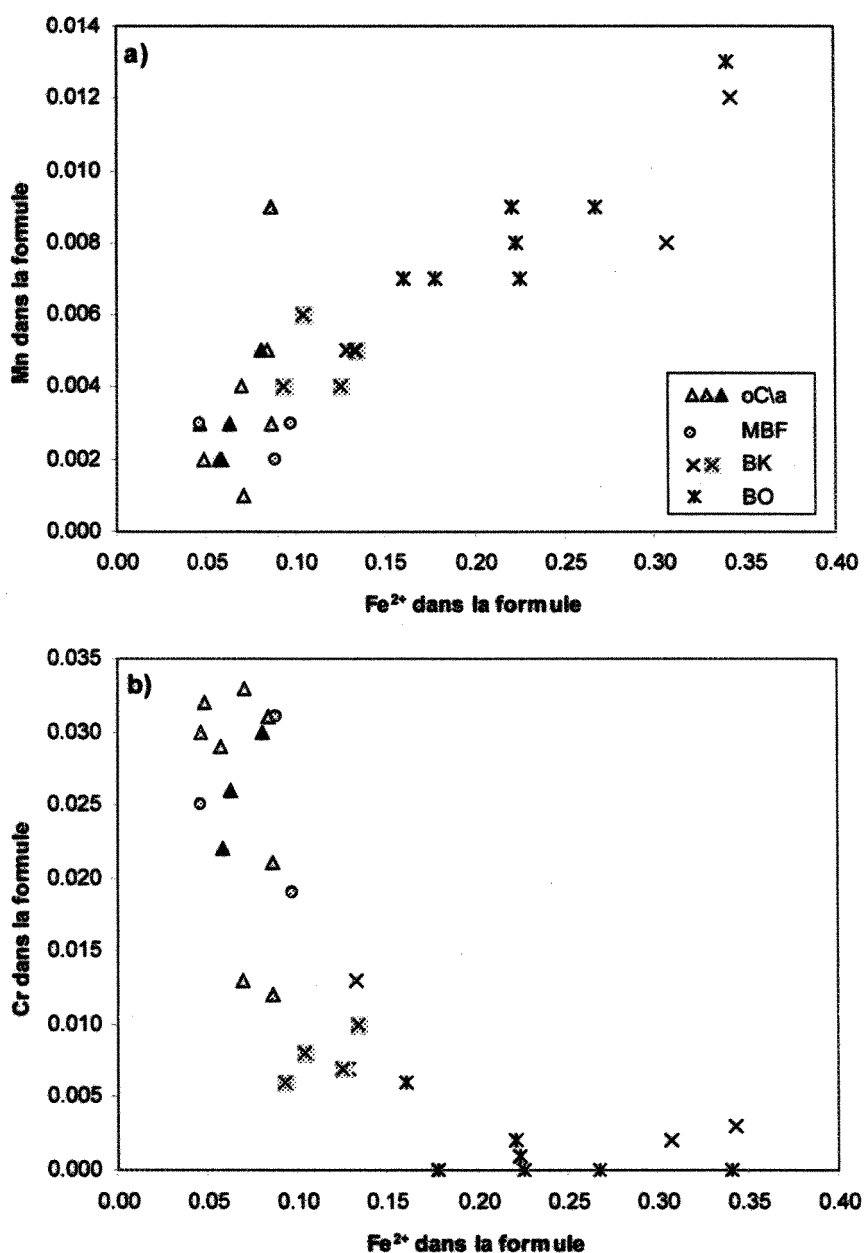


Figure 3.3 : Composition des clinopyroxènes. a) Mn versus Fe²⁺, b) Cr versus Fe²⁺. Le basalte ophitique contient des clinopyroxènes enrichis en Fe²⁺ et Mn et appauvris en Cr comparativement aux roches ultramafiques et basaltes komatiitiques. Ceci indique que le basalte ophitique a cristallisé à partir d'un magma beaucoup plus évolué.

oC\la = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons très métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches fortement minéralisées (>10% sulfures).

anormales ont sans doute subi l'effet du métamorphisme. L'Al et le Ca, non représentés graphiquement dans le présent rapport, se trouveront en moindre quantité dans les clinopyroxènes des magmas évolués car ces éléments sont alors associés à la partie feldspathique plutôt qu'aux clinopyroxènes.

Les plagioclases ont été observés majoritairement dans les basaltes ophitiques mais aussi parfois dans les basaltes komatiitiques de façon interstitielle et dans les sédiments tels les siltstones. La forte teneur en sodium des plagioclases analysés à la microsonde indique que ces derniers ont tous été albitisés. L'albitisation des plagioclases chez les roches volcaniques basiques est directement reliée au métamorphisme et se produit au faciès schiste vert inférieur (Jolly, 1982). Le faciès schiste vert de ces roches est d'ailleurs caractérisé par l'assemblage de minéraux métamorphiques suivant : albite + épidote + chlorite + actinolite. Dans le diagramme ternaire orthose-albite-anorthite, tous les feldspaths analysés se trouvent à l'extrémité gauche du triangle au niveau des plagioclases sodiques (fig. 3.4).

Quelques grains de chromite ont également été analysés à la microsonde. De façon générale, les chromites sont légèrement appauvries en Al comparativement au Cr. Ceci reflète probablement la composition du liquide d'origine à partir duquel elles ont cristallisé. Roeder et Reynolds (1991) ont d'ailleurs démontré que le rapport $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ dans les spinelles basaltiques est surtout contrôlé par la composition du liquide. Il est aussi possible que l'aluminium fut extrait lors d'un événement d'altération hydrothermale pour être ensuite incorporé dans la chlorite ou l'amphibole (Kimball, 1990).

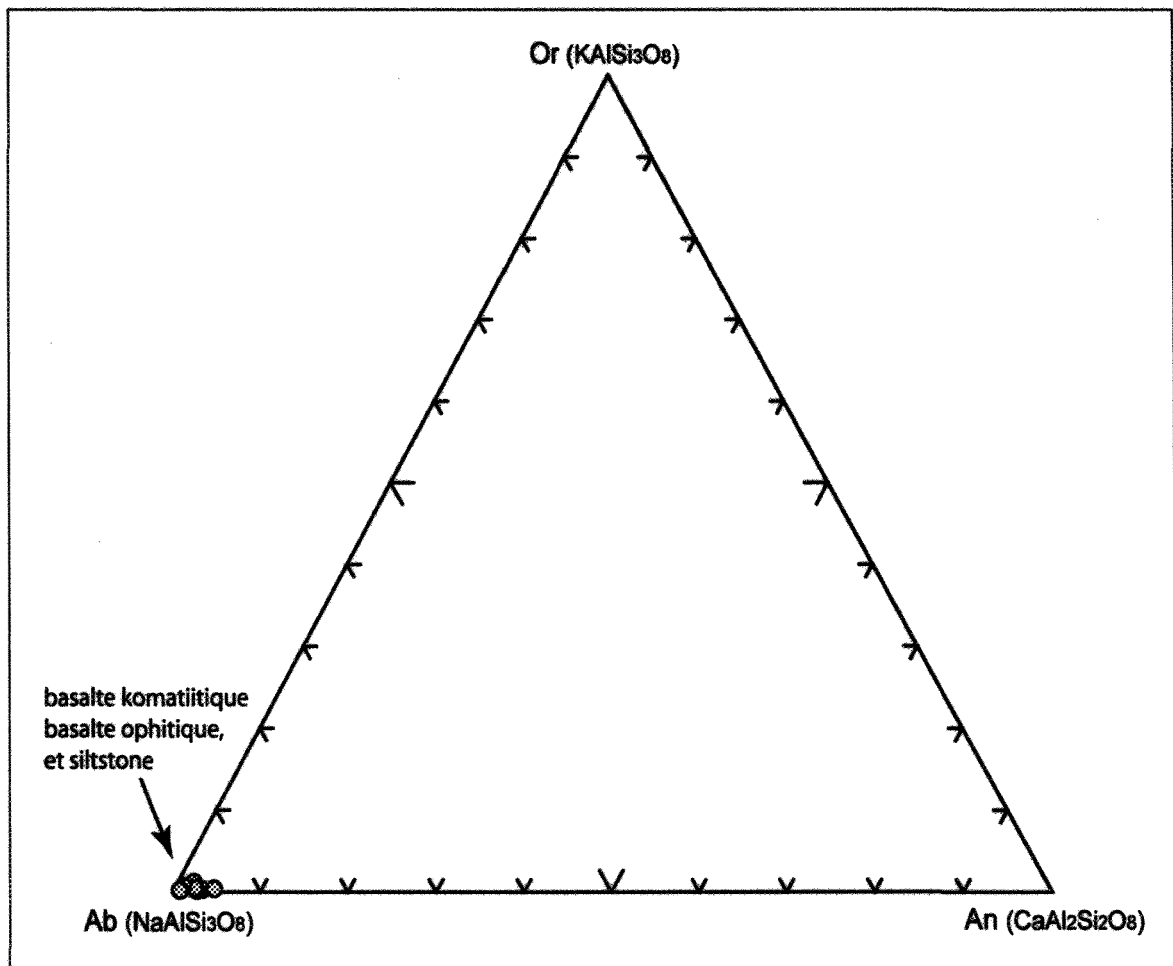


Figure 3.4 : Composition des plagioclases tous types de roche confondus. Les feldspaths analysés à la microsonde sont tous des albites. Or = orthoclase, Ab = albite, An = anorthite.

L'analyse des compositions de chromites dans les komatiites s'avère souvent une opération complexe due au degré de métamorphisme et d'altération qui généralement les accompagne. Le développement d'une bordure de magnétite métamorphique chromifère ou ferrichromite est, à plusieurs reprises, observable au microscope. Cette zonation est due à la serpentinisation et à l'effet du métamorphisme (Sandford, 1982; Barnes, 2000). Cette chromite reliée à la serpentinisation est ici typique du faciès schiste vert. On peut alors observer la magnétite en couche très fine ou en faible pénétration le long des fractures. Au faciès métamorphique amphibolite, la chromite est typiquement remplacée par la magnétite ou est restreinte à des valeurs de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ inférieures à 0.35 et à un léger enrichissement en Cr comparativement à l'Al (Barnes, 2000). La figure 3.5 (a) montre des chromites se situant dans les champs du métamorphisme au faciès schiste vert et du métamorphisme au faciès amphibolite. Cette différence suggère probablement une rééquilibration partielle de la chromite avec les silicates environnants durant le métamorphisme (Barnes, 2000). On peut également voir à la figure 3.5 (a) et (b) que les spinelles associées aux sulfures magmatiques remobilisés ont une chimie unique et distinctive. Ces chromites présentent des rapports $Cr/(Cr + Al)$ plus élevés et des rapports $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ plus bas. Sur le diagramme ternaire Cr-Fe³⁺-Al, elles montrent aussi des concentrations en Cr très élevées et ont une tendance à se diriger vers le pôle Fe³⁺ au niveau des ferrichromites et magnétite chromifère.

Les amphiboles quant à elles consistent surtout en des actinotes mais peuvent aussi se trouver dans le champ des trémolites (fig. 3.6). La classification de Leake et al. 1997 indique également la présence de hornblende dans certains schistes à actinote-chlorite,

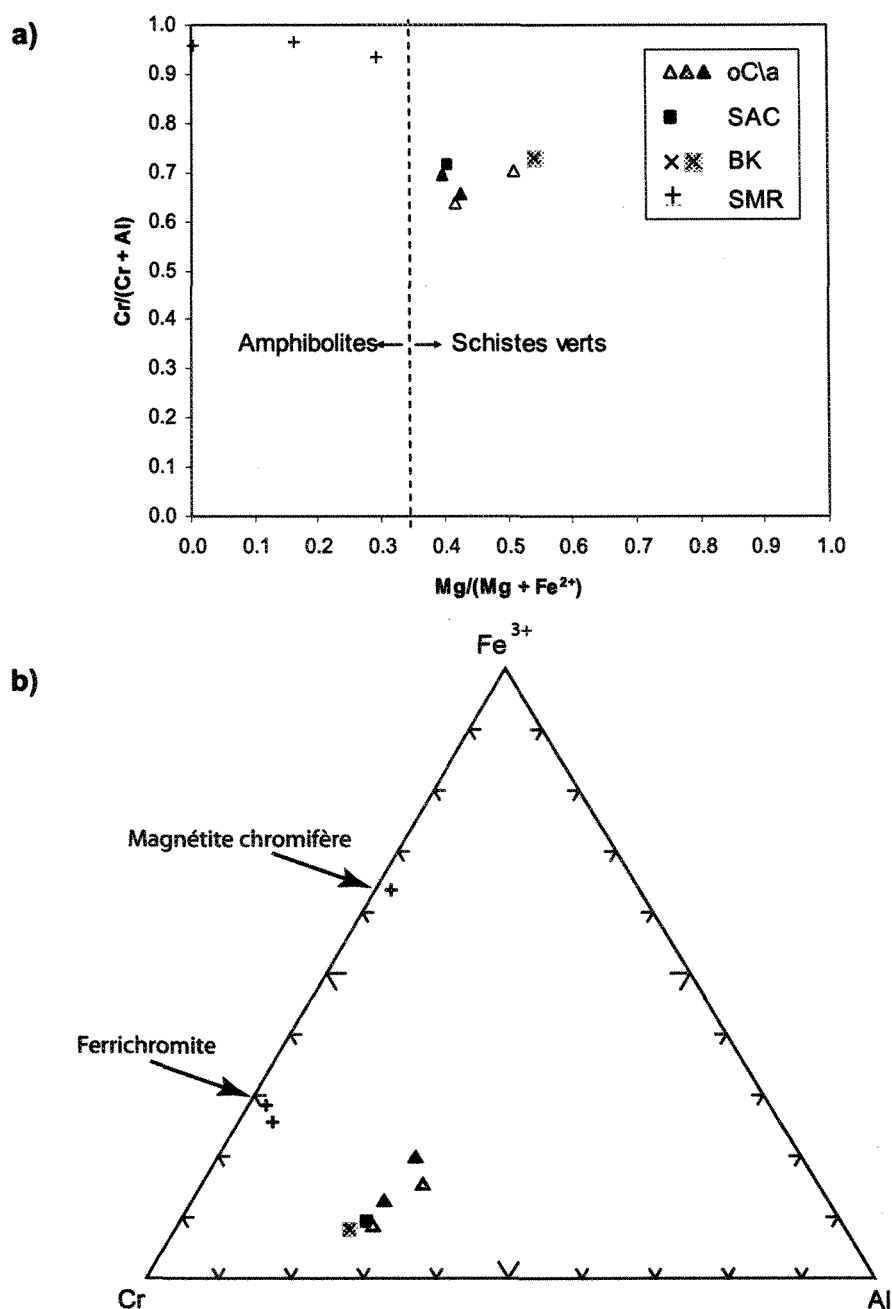


Figure 3.5 : Composition des chromites. a) $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ vs $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$. Les chromites se situent dans les champs du faciès schiste vert et du faciès amphibolite. Cette différence suggère une rééquilibration partielle de la chromite avec les silicates environnants durant le métamorphisme (la limite des champs est fixée par Barnes, 2000). b) Diagramme ternaire $\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}-\text{Al}$. Les chromites associées aux sulfures magmatiques remobilisés montrent des concentrations en Cr très élevées et ont une tendance à se diriger vers le pôle Fe^{3+} au niveau des ferrichromites et magnétite chromifère.

oC/a = cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, BK = basalte komatiitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons très métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches fortement minéralisées.

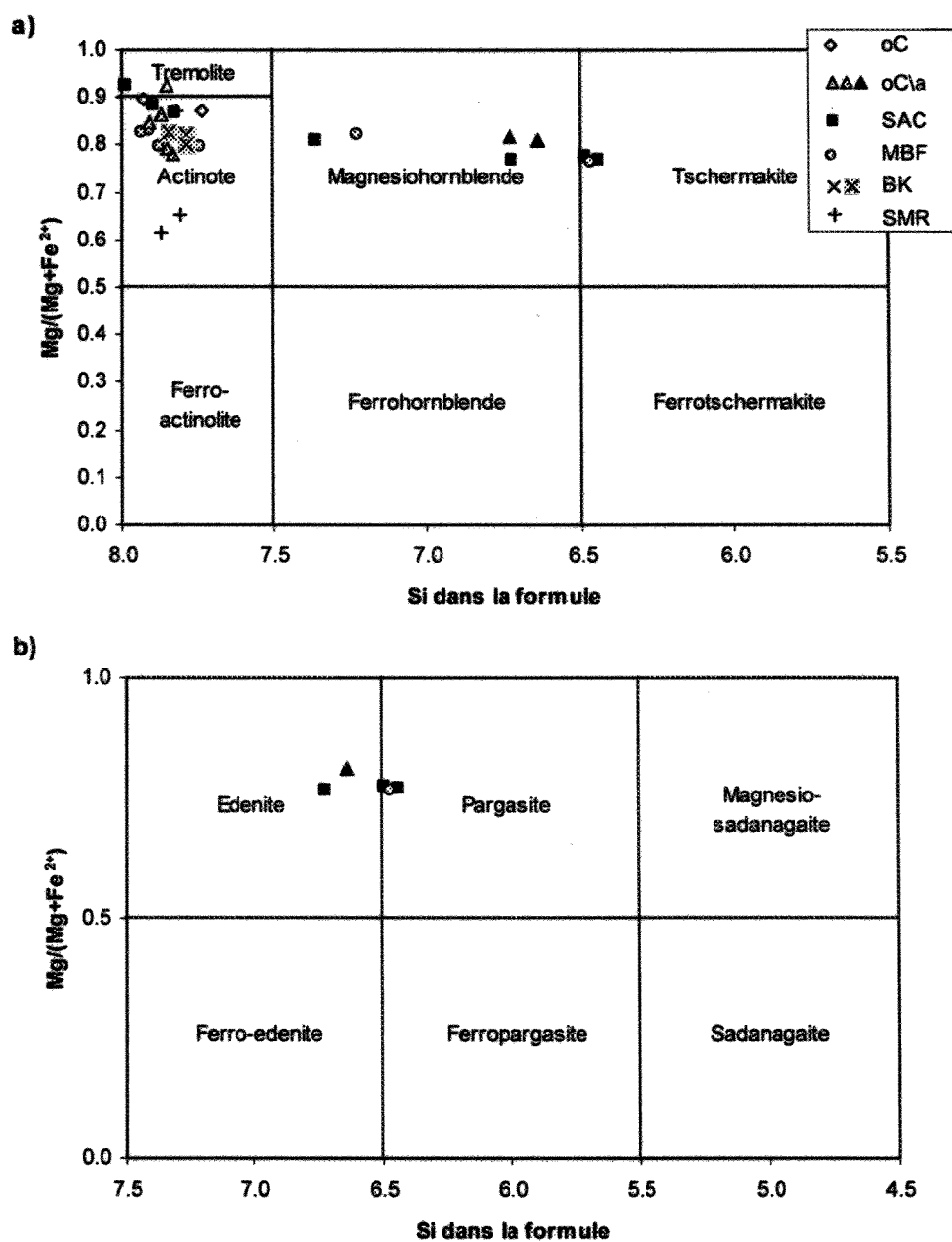


Figure 3.6 : Composition des amphiboles calciques basée sur 23 oxygènes en ignorant H₂O (classification de Leake et al., 1997). a) $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A < 0.50$ et $Ca_A < 0.50$; b) $Ca_B \geq 1.50$, $(Na+K)_A \geq 0.50$ et $Ti < 0.50$.

oC = cumulat à olivine, oC/a = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote-chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons très métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches fortement minéralisées (>10% sulfures).

métacumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique et metabordures figées. Ces hornblendes se trouvent dans le champ de la magnésiohornblende, tschermakite, edenite et pargasite.

La composition de la roche initiale, plus que le métamorphisme, semble gérer la composition des chlorites. Les analyses pour ce minéral ont été rapportées graphiquement à la figure 3.7. La cornéenne à chlorite et actinote, le basalte ophitique et les sulfures magmatiques remobilisés ont des chlorites riches en Fe relativement au Mg. Ces dernières consistent en des ripidolites, pycnochlorites et diabanites. Les komatiites et basaltes komatiitiques montrent des chlorites moins riches en fer avec un rapport $Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg)$ inférieur ou à peu près égal à 0.2. Pour les roches plus primitives, les chlorites sont donc incluses dans les champs des clinochlores et penninites.

Barnes (manuscrit accepté) propose deux assemblages typiques des serpentines pour les komatiites, soit lizardite-brucite et antigorite-carbonate. La distinction entre ces deux assemblages est significative au point de vue géophysique car les fortes anomalies magnétiques sont associées avec la serpentinitisation à lizardite. Un même protolithe peut donc démontrer une grande variabilité de susceptibilité magnétique dépendamment de la minéralogie des serpentines. Malheureusement, les types de serpentines ont des compositions chimiques similaires. La détection de légères différences dans leur chimie est ardue en raison de la petite taille des grains et de la présence d'impuretés sous la forme de petites inclusions très fines. Lors de l'analyse à la microsonde de la serpentine, le risque de mélange avec des minéraux différents est donc élevé, ce qui aura pour effet d'affecter la

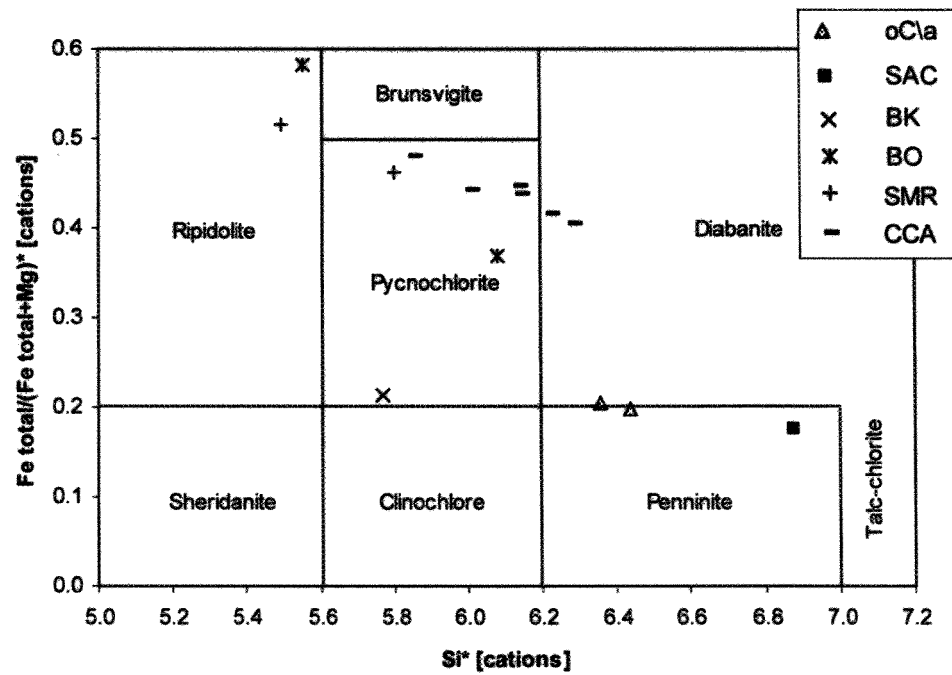


Figure 3.7 : Composition des chlorites (classification de Deer et al., 1966).

*Basé sur 28 oxygènes en ignorant H_2O . $Fe\ total = Fe^{2+}$. oC/a = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote-chlorite, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, CCA = cornéenne tachetée à chlorite et actinote. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons très métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches fortement minéralisées (>10% sulfures).

composition obtenue. Il est donc impossible d'identifier le type de serpentine sans données de diffraction de rayons-X, car en plus d'une composition semblable, les serpentines ont toutes des couleurs, formes et habitus similaires. L'exception faite est la fibre entrecroisée d'asbestos qui peut être identifiée comme un chrysotile. Ce dernier n'est cependant pas observé dans les échantillons de la présente étude.

Les résultats obtenus à la microsonde ont permis entre autre de distinguer les types de chromites, pyroxènes, plagioclases, amphiboles et chlorite en présence. Une fois les compositions et assemblages minéralogiques déterminés, on peut par la suite mettre en lumière le métamorphisme qui a affecté les unités rocheuses de la zone Frontier.

3.5 Le métamorphisme

Le contexte métamorphique de la zone Frontier comprend à la fois (1) un métamorphisme de contact relié à la mise en place des corps ultramafiques avec leurs roches encaissantes, et (2) un métamorphisme régional résultant des événements thermaux associés à un épaissement crustal et des chevauchements causés par l'accrétion des écaïlles lors de l'orogénie Trans-Hudsonienne (Hynes et Francis, 1982; Bégin, 1989).

Les faciès métamorphiques sont sans contredit caractérisés par la présence ou l'absence de minéraux indicateurs. Les minéraux comme la chromite, le plagioclase et l'amphibole sont de bons indicateurs du degré de métamorphisme. Au niveau des paragenèses minérales, les roches ont donc été divisées en deux groupes, soit (1) les komatiïtes et basaltes komatiïtiques (fig. 3.8) et (2) les basaltes ophitiques (fig. 3.9). Cette division permet de distinguer les assemblages minéralogiques qui dépendent de la

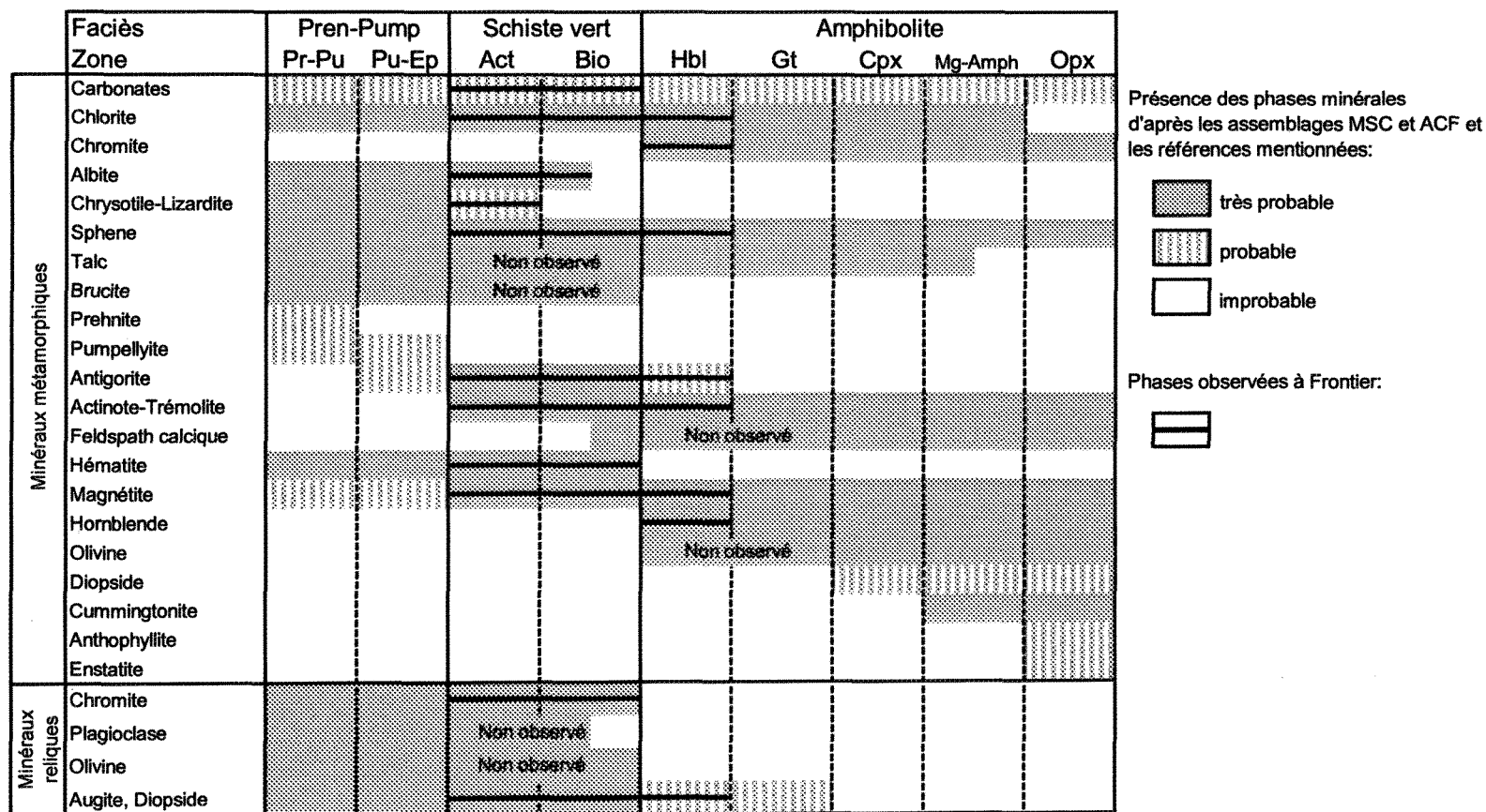


Figure 3.8 : Paragenèse minérale des komatiites et basaltes komatiitiques indiquant un faciès métamorphique schiste vert à amphibolite inférieur. Modifié de Jolly (1982). Autres références : Bucher et Frey (2002), Barnes (2000).

Tous les minéraux observés à la zone Frontier sont typiques du métamorphisme schiste vert mais peuvent aussi s'étendre au faciès amphibolite à cause de la présence de hornblende et de chromite métamorphique. La présence d'actinote et de trémolite dans les roches observées fait en sorte que le métamorphisme est nécessairement plus prononcé que celui du faciès prehnite-pumpellyite. Le métamorphisme ne dépasse cependant pas le faciès amphibolite inférieur à cause de la présence de serpentine et l'absence totale de feldspaths calciques, d'olivines métamorphiques, de diopsides métamorphiques et d'amphiboles magnésiennes. MSC = (MgO-SiO₂-CaO) et ACF = (Al₂O₃+Fe₂O₃-Na₂O-K₂O), (CaO), (MgO+FeO+MnO).

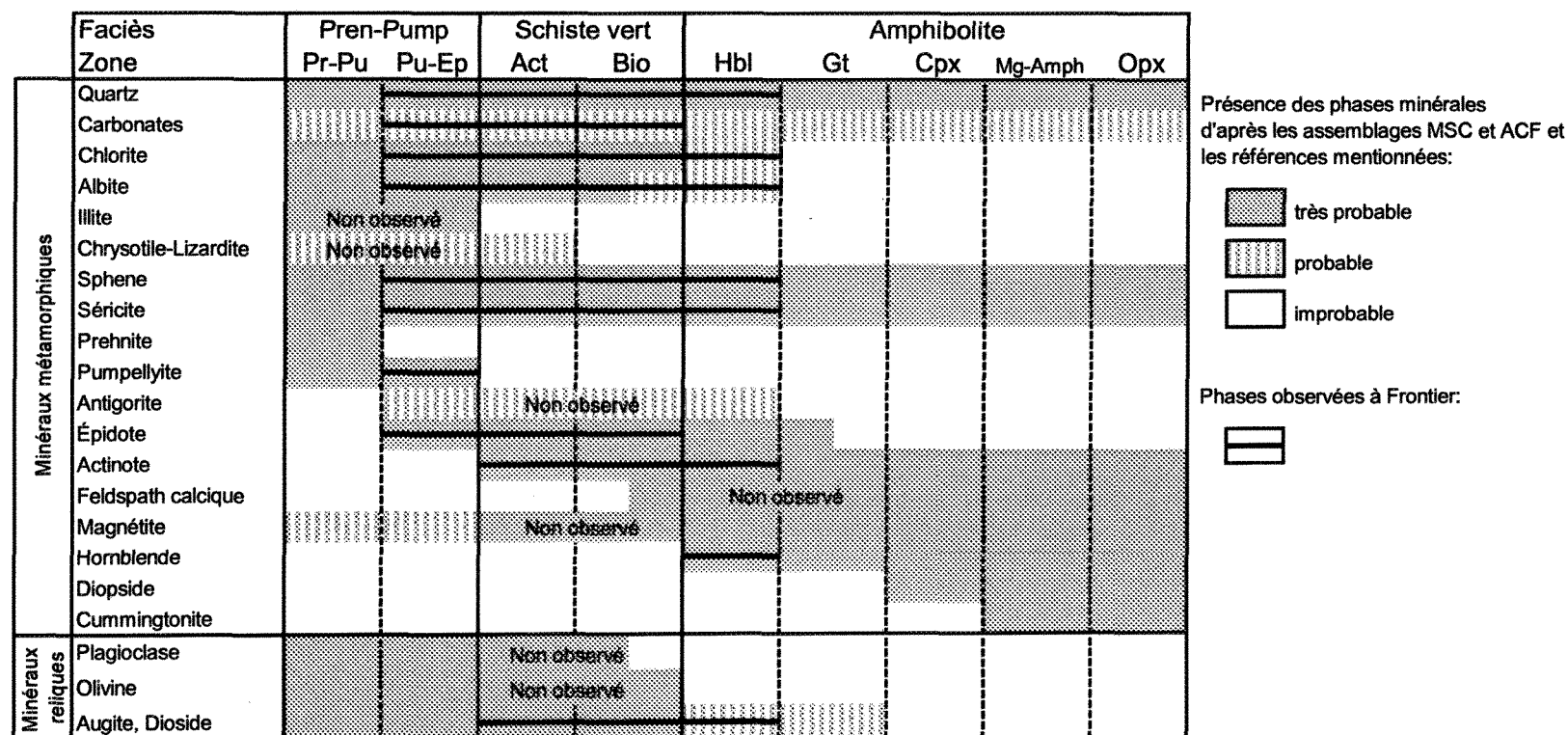


Figure 3.9 : Paragenèse minérale des basaltes ophitiques indiquant un faciès métamorphique schiste vert à amphibolite inférieur avec localement un faciès prehnite-pumpellyite. Modifié de Jolly (1982). Autres références : Bégin (1989), Busher et Frey (2002).

Les minéraux observés sont principalement typiques du métamorphisme de schiste vert mais peuvent aussi s'étendre au faciès amphibolite à cause de la présence de hornblende et au faciès prehnite-pumpellyite à cause de la présence de pumpellyite. Le métamorphisme ne dépasse cependant pas le faciès amphibolite inférieur, l'albite étant visible dans la majorité des cas. MSC = (MgO-SiO₂-CaO) et ACF = (Al₂O₃+Fe₂O₃-Na₂O-K₂O), (CaO), (MgO+FeO+MnO).

composition et donc du type de roche qui subi le métamorphisme. Les paragenèses observées à la zone Frontier indiquent que le métamorphisme varie localement de façon significative de prehnite-pumpellyite à amphibolite inférieur.

À l'exception de quelques basaltes ophitiques montrant un faciès prehnite-pumpellyite, la limite inférieure du métamorphisme à la zone Frontier se trouve normalement au début du faciès schiste vert et est soulignée par la présence d'actinote et de trémolite (Jolly, 1982). La chromite se situe autant dans le champ du métamorphisme de schiste vert que dans celui du métamorphisme d'amphibolite. Cependant, ce n'est qu'à partir du faciès amphibolite qu'elle devient spécifiquement métamorphique. Sa concentration en fer est alors augmentée et elle est typiquement remplacée par la magnétite (Barnes, 2000). La calcicité des plagioclases est également fonction du degré de métamorphisme. Tel que mentionné précédemment, les plagioclases de la zone Frontier sont essentiellement albitisés. Selon Jolly (1982), l'albite imposerait une limite supérieure au métamorphisme du faciès schiste vert supérieur mais une étude de Bégin (1989) portant sur le métamorphisme de roches mafiques à Cape Smith montre qu'on peut l'observer jusqu'au faciès amphibolite moyen. De plus, la hornblende est observable dans les roches les plus métamorphisées comme les métacumulats à olivine et clinopyroxènes, les metabordures figées et dans certains basaltes ophitiques. D'après Jolly (1982), ce minéral n'apparaît qu'à partir du faciès amphibolite. Dans le même ordre d'idées, la serpentine toujours notable dans les roches les plus magnésiennes (~28-39% MgO) de la zone Frontier proposerait une limite supérieure de métamorphisme au faciès amphibolite inférieur, car

l'antigorite, la plus stable des trois types de serpentine, disparaît généralement à la fin de ce faciès (Bucher et Frey, 2002).

De façon générale, les minéraux métamorphiques caractéristiques analysés lors de cette étude sont essentiellement la chlorite, l'actinote et la serpentine pour les roches ultramafiques et l'albite pour les roches mafiques. Le métamorphisme est donc majoritairement de faciès schiste vert à amphibolite inférieur. Le métamorphisme n'a probablement pas été poussé au-delà du faciès amphibolite inférieur à cause de l'absence notable de plagioclases calciques, d'olivine métamorphiques, de grenats alumino-ferreux, de diopsides métamorphiques et d'amphiboles magnésiennes. De plus, la présence d'actinote et de trémolite dans toutes les roches komatiitiques fait en sorte que le métamorphisme est nécessairement plus prononcé que celui du faciès prehnite-pumpellyite car ces minéraux se forment à partir du faciès schiste vert seulement. Toutefois, la présence de quelques grains de pumpellyite dans certains basaltes ophitiques indique localement un faciès métamorphique prehnite-pumpellyite. De façon générale, il est possible que le métamorphisme ait atteint dans l'ensemble le faciès amphibolite inférieur mais ce dernier se serait produit sur une trop courte période de temps pour permettre une équilibration uniforme expliquant ainsi les variations locales significatives.

CHAPITRE 4

GÉOCHIMIE

4.1 Introduction

Les données géochimiques des unités stratigraphiques de la zone Frontier et de la minéralisation associée sont présentées et interprétées dans le présent chapitre. Comme décrit précédemment dans la partie pétrographique, trois grands groupes de roches magmatiques sont observés à Frontier, soit les komatiites, les basaltes komatiitiques et les basaltes ophitiques. Les sulfures de nickel et de cuivre se trouvent à l'intérieur des komatiites à moins qu'ils n'aient été remobilisés. Les différentes textures de sulfures rencontrées nous permettent de catégoriser la minéralisation magmatique en 4 types, soit les sulfures disséminés, matriciels, massifs et remobilisés. Les trois objectifs principaux de ce chapitre sont les suivants: 1) caractériser les types de roches de la zone Frontier en faisant une corrélation entre la pétrographie et la lithogéochimie des silicates, 2) caractériser les sulfures d'après le comportement des éléments chalcophiles, et 3) discerner la présence de contamination et en expliquer l'effet sur la composition du magma et des sulfures.

Le traitement et l'analyse des données géochimiques des unités rocheuses et de la minéralisation s'effectueront selon une constante comparaison entre la zone Frontier et les données déjà disponibles pour la ceinture de Cape Smith et plus particulièrement pour le bloc de Raglan.

4.2 Méthodes analytiques

4.2.1 Analyses de géochimie totale

Les analyses de géochimie totale pour les 73 échantillons de surface et de forage concernant cette étude ont été fournies par Anglo American Exploration (Canada) Ltée. En raison du grand nombre d'analyses effectuées par Anglo American lors des saisons estivales 2003, 2004 et 2005, seule la géochimie totale concernant ces échantillons spécifiques est présentée (Appendice D). Les autres données géochimiques de la zone Frontier ne sont pas montrées dans ce mémoire mais sont toutefois considérées dans certains diagrammes du présent chapitre.

Les 73 échantillons ont été analysés pour les oxydes et les éléments traces au laboratoire ACME de Vancouver. Les échantillons ont été pulvérisés dans un broyeur à mâchoires. Ils ont préalablement été broyés à 70% passant dans un tamis de 2 mm. Par la suite, 250 grammes du granulats divisé par échantillonneur à rainures a été subséquentement pulvérisé à l'aide d'un broyeur à anneau et disque en acier doux à 95% passant dans un tamis de 100 µm. La pulpe ainsi obtenue a été divisée en échantillons de petite taille de 1 gramme et en échantillons plus volumineux de 15 et 30 grammes.

Les oxydes, le Ba et le Sc ont été analysés par ICP-OES après fusion au métaborate de lithium (LiBO_2). Le carbone et le soufre ont été analysés au moyen d'un analyseur de type LECO. Les terres rares ainsi que Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y et Zr furent analysés par ICP-MS après fusion au LiBO_2 . Les autres éléments incluant Au, Ag, Pt et Pd ont aussi été analysés par ICP-MS mais les pulpes ont dû être préalablement

décomposées dans une solution d'eau régale. Cette solution consiste en un mélange d'acides chlorhydrique (HCl), d'acide nitrique (HNO₃) et d'eau distillée selon un rapport 2 :2 :2. Cette décomposition à l'acide est capable de dissoudre les sels métalliques, les carbonates, les sulfures, la plupart des sulfates mais pas tous les oxydes et silicates. Il est donc probable que les éléments visés par cette méthode n'aient pas été détectés par suite d'une mise en solution incomplète de tous les minéraux originaux présents.

Afin d'obtenir une précision et une justesse optimale pour les roches fortement minéralisées, le nickel a été analysé à l'aide d'une deuxième méthode, soit par ICP-OES après décomposition dans un mélange chaud de 4 acides. Ce mélange consiste en de l'acide fluorhydrique (HF), de l'acide perchlorhydrique (HClO₄), de l'acide nitrique (HNO₃) et de l'acide chlorhydrique (HCl). Ce puissant mélange est capable de dissoudre les sels métalliques, les carbonates, les sulfures, les silicates et la plupart des sulfates et oxydes.

Dans le cas du nickel et du cuivre, la limite supérieure de détection des méthodes décrites ci-haut est de 10 000 ppm. Pour les échantillons minéralisés indiquant des concentrations en Ni et en Cu supérieures à cette limite nous avons utilisé, lorsque disponibles, les résultats obtenus par ICP-AES après fusion au peroxyde de sodium. La limite supérieure du Ni et du Cu pour cette méthode est fixée à 300 000 ppm.

Il est également important de noter que pour diverses raisons, certains échantillons destinés à l'analyse n'ont pas pu être collectés à l'endroit exact d'où la lame mince provenait. Ces derniers montrent donc un pourcentage de soufre ne correspondant pas nécessairement au pourcentage de sulfures observé en lame mince. Par le fait même, afin de

considérer les valeurs justes pour la minéralisation, les résultats d'analyse par essai pyrognostique avec récupération dans du plomb ont été utilisés pour les échantillons C-04-31 et C-04-49 pour l'Au, le Pd et le Pt et les résultats obtenus par ICP-ES après fusion au peroxyde de sodium ont été employés pour le S, l'As, le Co, le Cu, le Ni, le Pb et le Zn.

Afin de procéder à un contrôle de qualité adéquat, des échantillons en blanc (*blanks*), des standards certifiés, des duplicatas de pulpe et de rejets en forage ont été ajoutés aux envois. Les échantillons en blanc servent à éliminer les possibilités de contamination aux laboratoires, les standards certifiés et les duplicatas de pulpes vérifient la précision analytique, les duplicatas de rejets au niveau de l'échantillonnage en carotte de forage permettent de vérifier les variations à l'intérieur d'un même échantillon (hétérogénéité).

Les résultats analytiques de deux standards certifiés, soit OREAS 13P, une gabbronorite minéralisée, et Mount Keith, une dunite altérée faiblement minéralisée, sont présentés aux tableaux 4.1 et 4.2. Les valeurs obtenues par différents laboratoires et méthodes sont comparées entre elles. En ce qui concerne les éléments majeurs, les valeurs obtenues par le laboratoire ACME sont très près des valeurs recommandées par les matériels de référence certifiés. Pour ce qui est des éléments traces, le protocole actuellement suivi par Anglo American concernant les analyses géochimiques n'inclue malheureusement pas de matériel de référence approprié. En effet, plusieurs éléments traces ne montrent pas de valeurs recommandées par les matériels de référence certifiés, soit parce qu'ils se trouvent sous la limite de détection ou soit parce qu'ils n'ont tout simplement pas été analysés. C'est le cas de B, Be, Bi, Cd, Cs, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, Li, Lu, Mo,

Tableau 4.1. Résultats obtenus pour le standard OREAS 13P en fonction des laboratoires et méthodes

| OREAS 13P - Laboratoire ACME Vancouver | | | | | | OREAS 13P - Matériel de référence certifié | | | |
|--|---------|-----------------|-----------------|--------------------------|---------|--|--------------------|--------------------------|---------|
| Éléments | Méthode | Moyenne n=17 | Écart-type s | Intervalle de confiance* | | Méthode | Valeur recommandée | Intervalle de confiance* | |
| | | | | Moy - 2s | Moy +2s | | | Minimum | Maximum |
| Si % | 1 | 22,31 | 0,15 | 22,02 | 22,61 | | | | |
| Ti ppm | 1 | 3311 | 80,77 | 3149 | 3472 | 1,4,5 | 3396 | 3314 | 3477 |
| Al % | 1 | 10,13 | 0,15 | 9,82 | 10,44 | 1,4,5 | 10,19 | 10,11 | 10,27 |
| Fe % | 1 | 7,62 | 0,12 | 7,38 | 7,87 | 4,5,6 | 7,61 | 7,37 | 7,84 |
| Mn ppm | 1 | 1048 | 39,85 | 968 | 1127 | 4,5 | 1095 | 1030 | 1160 |
| Mg % | 1 | 3,44 | 0,10 | 3,24 | 3,65 | 1,4,5 | 3,28 | 3,13 | 3,44 |
| Ca % | 1 | 7,03 | 0,05 | 6,92 | 7,14 | 1,4,5,6 | 6,86 | 6,65 | 7,06 |
| Na % | 1 | 1,84 | 0,06 | 1,73 | 1,96 | 1,4,5,6 | 1,89 | 1,81 | 1,96 |
| K % | 1 | 0,44 | 0,02 | 0,40 | 0,48 | | 0,47 | 0,44 | 0,49 |
| P ppm | 1 | 801 | 51,03 | 699 | 903 | 4,5 | 746 | 717 | 775 |
| Cr ppm | 1 | 119 | 12,32 | 94 | 143 | 1,5,6 | 144 | 133 | 155 |
| Cr ppm | | | | | | 4 | 123 | 112 | 134 |
| C % | 2 | 0,30 | 0,01 | 0,27 | 0,33 | | | | |
| S % | 2 | 1,46 | 0,08 | 1,30 | 1,61 | 2,4 | 1,45 | 1,4 | 1,5 |
| As ppm | 3 | <0.1 | n.d. | n.d. | n.d. | 4,5 | ~1.2 | n.d. | n.d. |
| B | 3 | <1 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Ba | 1 | 247 | 5,53 | 236 | 258 | 1,4,5 | 247 | 234 | 261 |
| Be | 3 | 0,36 | 0,13 | 0,09 | 0,62 | | | | |
| Bi | 3 | 0,23 | 0,01 | 0,21 | 0,26 | | | | |
| Cd | 3 | 0,27 | 0,03 | 0,20 | 0,34 | | | | |
| Ce | 1 | 25,55 | 0,72 | 24,11 | 26,99 | | | | |
| Co | 3 | 70 | 3,89 | 63 | 78 | 4,5,6 | 88 | 85 | 91 |
| Cr | 3 | 64 | 4,56 | 55 | 73 | 1,5,6 | 144 | 133 | 155 |
| Cs | 1 | 0,25 | 0,11 | 0,02 | 0,47 | | | | |
| Cu | 3 | 2559 | 118 | 2322 | 2795 | 4,5,3 | 2487 | 2420 | 2554 |
| Dy | 1 | 3,46 | 0,14 | 3,19 | 3,73 | | | | |
| Er | 1 | 1,90 | 0,12 | 1,67 | 2,14 | | | | |
| Eu | 1 | 1,39 | 0,08 | 1,23 | 1,55 | | | | |
| Ga | 1 | 17,99 | 0,91 | 16,18 | 19,81 | | | | |
| Gd | 1 | 3,76 | 0,18 | 3,40 | 4,13 | | | | |
| Ge | 3 | 0,13 | 0,06 | 0,00 | 0,25 | | | | |
| Hf | 1 | 2,31 | 0,20 | 1,92 | 2,70 | | | | |
| Ho | 1 | 0,69 | 0,02 | 0,64 | 0,74 | | | | |
| In | 3 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,06 | | | | |
| La | 1 | 11,45 | 0,64 | 10,17 | 12,73 | | | | |
| Li | 3 | 8,45 | 0,97 | 6,52 | 10,38 | | | | |
| Lu | 1 | 0,26 | 0,02 | 0,22 | 0,29 | | | | |
| Mn | 3 | 367 | 36,32 | 294 | 440 | 4,5 | 1095 | 1030 | 1160 |

Tableau 4.1. (suite)

| OREAS 13P - Laboratoire ACME Vancouver | | | | | | OREAS 13P - Matériel de référence certifié | | | |
|--|---------|-----------------|-----------------|--------------------------|---------|--|--------------------|--------------------------|---------|
| Éléments | Méthode | Moyenne n=17 | Écart-type s | intervalle de confiance* | | Méthode | Valeur recommandée | intervalle de confiance* | |
| | | | | Moy - 2s | Moy +2s | | | Minimum | Maximum |
| Mo ppm | 3 | 2,77 | 0,13 | 2,50 | 3,04 | | | | |
| Nb | 1 | 2,90 | 0,23 | 2,43 | 3,37 | | | | |
| Nd | 1 | 14,80 | 0,99 | 12,81 | 16,79 | | | | |
| Ni | 3 | 2148 | 153 | 1842 | 2454 | 1,4,5,3 | 2261 | 2229 | 2293 |
| Ni | 4 | 2419 | 59 | 2302 | 2536 | | | | |
| Pb | 3 | 8,89 | 0,65 | 7,59 | 10,19 | 4 | 13 | 11 | 16 |
| Pr | 1 | 3,20 | 0,10 | 3,01 | 3,40 | | | | |
| Rb | 1 | 14,68 | 0,79 | 13,10 | 16,27 | | | | |
| Sb | 3 | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,09 | | | | |
| Sc | 3 | 4,11 | 0,53 | 3,06 | 5,17 | 1,4,5,6 | 18,7 | 18 | 19,5 |
| Se | 3 | 5,49 | 0,46 | 4,58 | 6,40 | | | | |
| Sm | 1 | 3,55 | 0,22 | 3,11 | 3,98 | | | | |
| Sn | 1 | 0,95 | 0,64 | -0,33 | 2,23 | | | | |
| Sr | 1 | 352 | 7,66 | 337 | 367 | 1,4,5 | 338 | 322 | 355 |
| Ta | 1 | 0,20 | 0,04 | 0,13 | 0,27 | | | | |
| Tb | 1 | 0,60 | 0,04 | 0,53 | 0,67 | | | | |
| Te | 3 | 0,55 | 0,07 | 0,41 | 0,69 | | | | |
| Th | 1 | 1,81 | 0,45 | 0,91 | 2,71 | | | | |
| Ti | 3 | 0,07 | 0,01 | 0,06 | 0,08 | | | | |
| Tm | 1 | 0,27 | 0,02 | 0,23 | 0,31 | | | | |
| U | 1 | 0,35 | 0,05 | 0,24 | 0,45 | | | | |
| V | 1 | 99 | 3,66 | 92 | 107 | 1,4,5 | 98 | 92 | 104 |
| W | 1 | 2,79 | 0,16 | 2,48 | 3,11 | | | | |
| Y | 1 | 19,71 | 0,61 | 18,48 | 20,93 | | | | |
| Yb | 1 | 1,73 | 0,12 | 1,50 | 1,97 | | | | |
| Zn | 3 | 47 | 3,20 | 40 | 53 | 4 | 91 | 84 | 97 |
| Zr | 1 | 80 | 2,79 | 74 | 85 | 1,5 | 82 | 80 | 84 |
| Zr | | | | | | 4 | 32 | 22 | 42 |
| Ag ppb | 3 | 661 | 30,37 | 600 | 722 | | | | |
| Au | 3 | 43 | 3,92 | 35 | 51 | 6,7 | 48 | 45 | 51 |
| Hg | 3 | 2,97 | 1,43 | 0,11 | 5,83 | | | | |
| Pd | 3 | 67 | 8,20 | 50 | 83 | 7,8 | 69 | 66 | 71 |
| Pt | 3 | 29 | 4,68 | 20 | 39 | 7,8 | 47 | 46 | 48 |
| Re | 3 | 6,82 | 2,67 | 1,47 | 12,17 | | | | |

Le matériel de référence certifié a été analysé par 15 laboratoires différents.

*L'intervalle de confiance est fixé à 95%.

Méthodes de décomposition / de préparation d'échantillons solides: 1- Fusion au LiBO₂ (ICP-OES/ICP-MS), 2- Leco, 3- Solution d'eau régale (ICP-MS seulement ou ICP-OES/ICP-MS) 4- Mélange de 4 acides, 5- Fusion alcaline, 6- Analyse instrumentale par activation neutronique, 7- Essai pyrognostique avec récupération dans du plomb, 8- Essai pyrognostique avec récupération dans du sulfure de nickel.

n.d. = non déterminé

Tableau 4.2. Résultats obtenus pour le standard Mount Keith en fonction des laboratoires et méthodes

| Mount Keith - Laboratoire ACME Vancouver | | | | | | Mount Keith - Matériel de référence certifié | | | |
|--|---------|-----------------|-----------------|--------------------------|---------|--|--------------------|--------------------------|---------|
| Éléments | Méthode | Moyenne n=11 | Écart-type s | Intervalle de confiance* | | Méthode | Valeur recommandée | Intervalle de confiance* | |
| | | | | Moy - 2s | Moy +2s | | | Minimum | Maximum |
| SiO ₂ % | 1 | 35,66 | 0,86 | 33,93 | 37,39 | 1,5 | 34,89 | 33,59 | 36,19 |
| TiO ₂ | 1 | 0,03 | 0 | 0,03 | 0,03 | 1,5 | 0,03 | 0,02 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 1 | 0,64 | 0,019 | 0,60 | 0,68 | 1,5 | 0,62 | 0,50 | 0,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 1 | 5,81 | 0,16 | 5,50 | 6,13 | 1,5 | 5,69 | 5,35 | 6,03 |
| MnO | 1 | 0,08 | 0 | 0,08 | 0,08 | 1,5 | 0,08 | 0,07 | 0,09 |
| MgO | 1 | 40,46 | 1,03 | 38,40 | 42,52 | 1,5 | 41,78 | 40,96 | 42,60 |
| CaO | 1 | 0,34 | 0,013 | 0,32 | 0,37 | 1,5 | 0,35 | 0,33 | 0,37 |
| Na ₂ O | 1 | 0,06 | 0,004 | 0,05 | 0,07 | 1,5 | 0,11 | 0,03 | 0,18 |
| K ₂ O | 1 | 0,04 | 0 | 0,04 | 0,04 | 1,5 | <0,04 | n.d. | n.d. |
| P ₂ O ₅ | 1 | 0,01 | 0,004 | 0,004 | 0,02 | 1,5 | -0,01 | n.d. | n.d. |
| Cr ₂ O ₃ | 1 | 0,15 | 0,006 | 0,13 | 0,16 | 1,5 | 0,144 | 0,12 | 0,17 |
| C | 2 | 0,38 | 0,058 | 0,27 | 0,50 | 1,2 | 0,39 | 0,31 | 0,47 |
| S | 2 | 0,07 | 0,008 | 0,05 | 0,09 | 1,2 | 0,064 | 0,05 | 0,08 |
| As ppm | 3 | 1,39 | 0,12 | 1,15 | 1,64 | 3 | 1,8 | 1,60 | 2 |
| As | | | | | | 4,7 | 2,5 | 0,70 | 4,3 |
| B | 3 | 43,00 | 3,38 | 36,25 | 49,75 | | | | |
| Ba | 1 | 5,73 | 0,90 | 3,92 | 7,54 | 1,5 | 6,5 | 3,90 | 9,1 |
| Be | 3 | <0,1 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Bi | 3 | <0,02 | n.d. | n.d. | n.d. | 3 | <0,01 | n.d. | n.d. |
| Bi | | | | | | 4,7 | <0,01 | n.d. | n.d. |
| Cd | 3 | <0,01 | n.d. | n.d. | n.d. | 3 | <0,02 | n.d. | n.d. |
| Cd | | | | | | 4,7 | <0,2 | n.d. | n.d. |
| Ce | 1 | 1,01 | 0,12 | 0,76 | 1,25 | 1,5 | 0,9 | 0,5 | 1,3 |
| Co | 3 | 90 | 5,45 | 79 | 101 | 3 | 83 | 71 | 95 |
| Co | | | | | | 4,7 | 91 | 85 | 97 |
| Cr | 3 | 910 | 72 | 765 | 1054 | 3 | 705 | 657 | 753 |
| Cr | | | | | | 4,7 | 747 | 661 | 833 |
| Cs | 1 | <0,1 | 0 | | | | | | |
| Cu | 3 | 2,20 | 0,3 | 1,61 | 2,80 | 3 | 2,6 | 1,2 | 4 |
| Cu | | | | | | 4,7 | 2,6 | 1,2 | 4 |
| Dy | 1 | 0,13 | 0,048 | 0,04 | 0,23 | 1,5 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| Er | 1 | 0,09 | 0,038 | 0,02 | 0,17 | 1,5 | -0,1 | n.d. | n.d. |
| Eu | 1 | <0,05 | 0 | | | 1,5 | <0,1 | n.d. | n.d. |
| Ga | 1 | 0,87 | 0,26 | 0,35 | 1,38 | | | | |
| Gd | 1 | 0,12 | 0,045 | 0,03 | 0,21 | 1,5 | -0,1 | n.d. | n.d. |
| Ge | 3 | 0,16 | 0,050 | 0,06 | 0,26 | | | | |
| Hf | 1 | <0,5 | 0 | | | | | | |
| Ho | 1 | <0,05 | 0,014 | | | 1,5 | <0,1 | n.d. | n.d. |
| In | 3 | 0,02 | 0,029 | -0,03 | 0,08 | | | | |
| La | 1 | 0,58 | 0,22 | 0,15 | 1,01 | 1,5 | 0,6 | 0,4 | 0,8 |
| Li | 3 | 0,10 | 0,015 | 0,07 | 0,13 | | | | |
| Lu | 1 | 0,01 | 0,007 | 0,00 | 0,03 | 1,5 | <0,05 | n.d. | n.d. |
| Mn | 3 | 697 | 29 | 639 | 755 | | | | |

Tableau 4.2. (suite)

| Mount Keith - Laboratoire ACME Vancouver | | | | | | Mount Keith - Matériel de référence certifié | | | |
|--|---------|-----------------|-----------------|--------------------------|---------|--|--------------------|--------------------------|---------|
| Éléments | Méthode | Moyenne n=11 | Écart-type s | Intervalle de confiance* | | Méthode | Valeur recommandée | Intervalle de confiance* | |
| | | | | Moy - 2s | Moy +2s | | | Minimum | Maximum |
| Mo ppm | 3 | 0,10 | 0,011 | 0,08 | 0,12 | | | | |
| Nb | 1 | <0.5 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | <1 | n.d. | n.d. |
| Nd | 1 | 0,50 | 0,44 | 0,00 | 1,39 | 1,5 | ~0.5 | n.d. | n.d. |
| Ni | 3 | 2510 | 179 | 2153 | 2867 | 3 | 2438 | 2050 | 2826 |
| Ni | 4 | 3018 | 92 | 2834 | 3202 | 4,7 | 2730 | 2556 | 2904 |
| Pb | 3 | 0,17 | 0,037 | 0,09 | 0,24 | 3 | <1 | n.d. | n.d. |
| Pb | | | | | | 4,7 | <2 | n.d. | n.d. |
| Pr | 1 | 0,11 | 0,025 | 0,06 | 0,16 | 1,5 | 0,11 | 0,09 | 0,13 |
| Rb | 1 | <0.5 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | ~0.7 | n.d. | n.d. |
| Sb | 3 | 0,09 | 0,018 | 0,06 | 0,13 | 3 | 0,17 | 0,11 | 0,23 |
| Sb | | | | | | 4,7 | 0,58 | 0,38 | 0,78 |
| Sc | 1 | 4,00 | 0 | 4,00 | 4,00 | | | | |
| Se | 3 | 0,20 | 0,063 | 0,07 | 0,33 | | | | |
| Sm | 1 | <0.1 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | ~0.1 | n.d. | n.d. |
| Sn | 1 | <1 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | <1 | n.d. | n.d. |
| Sr | 1 | 3,58 | 0,43 | 2,72 | 4,44 | 1,5 | 3,9 | 3,3 | 4,5 |
| Ta | 1 | <0.1 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Tb | 1 | 0,02 | 0,004 | 0,01 | 0,03 | 1,5 | <2 | n.d. | n.d. |
| Te | 3 | <0.02 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Th | 1 | 0,18 | 0,11 | 0 | 0,39 | 1,5 | <1 | n.d. | n.d. |
| Ti | 3 | <0.02 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Tm | 1 | <0.05 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | <0.05 | n.d. | n.d. |
| U | 1 | <0.1 | n.d. | n.d. | n.d. | 1,5 | <0.5 | n.d. | n.d. |
| V | 1 | 11,82 | 1,33 | 9,16 | 14,47 | | | | |
| W | 1 | <1 | n.d. | n.d. | n.d. | | | | |
| Y | 1 | 0,75 | 0,052 | 0,65 | 0,86 | 1,5 | 0,8 | 0,6 | 1 |
| Yb | 1 | 0,10 | 0,022 | 0,06 | 0,15 | 1,5 | ~0.1 | n.d. | n.d. |
| Zn | 3 | 32,45 | 2,51 | 27,43 | 37,46 | 3 | 34 | 28 | 40 |
| Zn | | | | | | 4,7 | 35 | 31 | 39 |
| Zr | 1 | 3,09 | 0,39 | 2,32 | 3,86 | 1,5 | 6,3 | 2,9 | 9,7 |
| Ag ppb | 3 | 17,09 | 1,38 | 14,34 | 19,84 | 3 | 21 | 13 | 29 |
| Ag ppb | | | | | | 4,7 | <0.5 | n.d. | n.d. |
| Au | 3 | 12,10 | 1,46 | 9,19 | 15,01 | 3 | 13 | 9 | 17 |
| Au | | | | | | 4,7 | 13 | 7 | 19 |
| Hg | 3 | 2,73 | 0,75 | 1,22 | 4,23 | | | | |
| Pd | 3 | 5,00 | 0 | 5,00 | 5,00 | 3 | <1 | n.d. | n.d. |
| Pd | | | | | | 4,7 | <2 | n.d. | n.d. |
| Pt | 3 | 1,00 | 0 | 1,00 | 1,00 | 3 | <2 | n.d. | n.d. |
| Pt | | | | | | 4,7 | 0,5 | 0,1 | 0,9 |
| Re | 3 | 1,45 | 0,91 | 0 | 3,27 | | | | |

Le matériel de référence certifié a été analysé par 6 laboratoires différents.

*L'intervalle de confiance est fixé à 95%.

Méthodes de décomposition / de préparation d'échantillons solides: 1- Fusion au LiBO₂ (ICP-OES/ICP-MS), 2- Leco, 3- Solution d'eau régale (ICP-MS seulement ou ICP-OES/ICP-MS) 4- Mélange de 4 acides, 5- Fusion alcaline, 6- Analyse instrumentale par activation neutronique, 7- Essai pyrognostique avec récupération dans du plomb, 8- Essai pyrognostique avec récupération dans du sulfure de nickel.

n.d. = non déterminé

Nb, Nd, Rb, Se, Sm, Sn, Ta, Tb, Te, Th, Tl, Tm, U, V, W, Yb, Hg, Pd et Re. Il n'est donc pas possible de vérifier l'exactitude des analyses pour ces éléments.

Chez les autres éléments, on remarque une différence notable pour certains d'entre eux notamment au niveau du standard OREAS 13P. En effet, le Co, le Pb, le Sc, le Zn et le Pt indiquent des concentrations inférieures pour le laboratoire ACME de Vancouver comparativement à la valeur recommandée par le certificat d'analyse. La raison de cette différence est que le laboratoire ACME utilise la méthode de décomposition d'échantillons solides dans une solution d'eau régale. Tel qu'expliqué précédemment, cette méthode ne dissout pas complètement les silicates et les oxydes. Il en résulte donc des valeurs plus faibles chez les éléments chalcophiles. Ces valeurs peuvent cependant être utilisées à titre indicatif de concentration des éléments contenus dans la partie sulfureuse de la roche. Pour le Cr et le Mn, la méthode par fusion au LiBO_2 obtient également de meilleurs résultats que la décomposition dans une solution d'eau régale. Les résultats du standard Mount Keith sont en général assez similaires. Il faut cependant porter une attention particulière aux nombreuses valeurs situées près ou sous la limite de détection.

4.2.2 *Analyses des clinopyroxènes par LA-ICPMS*

Les concentrations des terres rares ainsi que d'autres éléments en traces soit, le Ni, Co, Sc, Ti, V, Cr, Y, Nb et Ba ont été déterminées dans certains clinopyroxènes d'échantillons komatiitiques minéralisés et stériles de la zone Frontier. Ces analyses ont été effectuées sur 7 lames minces polies d'une épaisseur d'environ 30 microns. Sur chaque lame mince observée préalablement au microscope polarisant, un total de 4 clinopyroxènes

poecilitiques furent sélectionnés et identifiés. Les éléments mentionnés plus haut ont été analysés par l'ablation au laser couplée à un spectromètre de masse à plasma inductif (LA-ICPMS) à l'Université du Québec à Chicoutimi. La méthode et l'appareillage utilisés sont expliqués de façon détaillée par Jackson et al. (1992) et Perkins et Pearce (1995). Grosso modo, l'analyse des clinopyroxènes par LA-ICPMS s'effectue en 5 étapes :

- 1) L'échantillon solide est placé dans une petite cellule;
- 2) Le laser utilise des rayons UV avec une longueur d'onde de 213 nm;
- 3) Une vapeur de petites particules (<2 microns) du clinopyroxène est produite;
- 4) Cette vapeur est transportée par un gaz d'hélium jusqu'au spectromètre de masse;
- 5) Les particules sont ionisées dans un plasma à argon à environ 6000°K.

Le laser fabriqué par New Wave Research est de type Cetac ASX-200 Nd :YAG UV. Les clinopyroxènes ont été analysés en mode point isolé en asseyant de disperser les mesures au centre et en périphérie du grain pour vérifier s'il y avait présence d'hétérogénéités majeures dans un même minéral. La longueur d'onde du laser employée pour cette expérimentation était de 213 nm. Le diamètre du faisceau laser est de 65 microns avec une puissance énergétique de 0.2 mj/coup. La fréquence du laser a été de 10 Hz. Le temps de comptage était de 15-30 secondes pour les minéraux et de 30 secondes pour le blanc (gaz d'hélium). Le spectromètre à plasma est de type Thermo X7 ICP-MS. Il est important de noter que ces paramètres spécifiques sont utilisés dans le cadre d'une expérimentation sur lame mince polie de 30 microns et permettent de ralentir le plus

possible l'effet d'absorption au dessous de la surface, soit à l'interface entre le minéral et la plaque de verre. Pour une lame mince de cette épaisseur un maximum de 25 éléments peut être analysé.

Un standard de verre NIST 612 dont la composition est connue fut utilisé pour la calibration de l'appareil. D'ailleurs, Hollocher et Ruiz (1995) proposent l'utilisation de tels étalons de verres comme standards en microanalyse par LA-ICPMS à cause de leur homogénéité et de leur préparation adéquate. Les teneurs en calcium dans les clinopyroxènes de Frontier varient très peu. Le calcium fut analysé par microsonde à l'Université Laval et donne une valeur moyenne de 20.86%. Cet élément majeur a donc été employé à titre de standard interne pour normaliser chaque analyse. L'exactitude, la précision et les limites de détection ont été calculées et sont présentées au tableau 4.3. Les limites de détection sont applicables seulement aux analyses effectuées dans le cadre de cette étude. Les paramètres de laser utilisés (fréquence, diamètre du trou, puissance) sont propres à une analyse sur lame polie très mince (30 μm) et sur un minéral tel le clinopyroxène. À des fins comparatives pour études ultérieures, il est conseillé d'utiliser les mêmes conditions d'ablation que celles décrites précédemment.

4.3 Les oxydes majeurs

4.3.1 Classification

Chaque groupe de roches rencontré montre généralement des caractéristiques morphologiques et minéralogiques distinctes. Il peut cependant être ardu de distinguer ces roches l'une de l'autre à partir d'un simple affleurement. En effet, la granulométrie fine et

Tableau 4.3. Exactitude, précision et limites de détection de l'ICPMS basées sur l'analyse répétée du verre NIST 612

| Élément | Moy. Nist612 Analysée (ppm) | Écart-type (+/-) Calculé (ppm) | Nist612 Attendu (ppm) | Recouvrement Calculé (%) | Moy. Blanc Analysée (cps) | Moy. Nist612 Analysée (cps) | LDD Calculée (ppm) |
|---------|-----------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
| Sc | 41.05 | 2.05 | 41.05 | 100.00 | 43574.70 | 68930.20 | 0.527 |
| Ti | 48.35 | 2.17 | 48.11 | 99.50 | 7149.35 | 300457.07 | 0.057 |
| V | 39.46 | 1.76 | 39.22 | 99.38 | 69479.17 | 127846.53 | 0.343 |
| Cr | 39.93 | 2.63 | 39.88 | 99.87 | 120753.56 | 159888.09 | 0.368 |
| Co | 35.41 | 1.21 | 35.26 | 99.59 | 3002.10 | 138774.57 | 0.059 |
| Ni | 37.28 | 6.13 | 38.44 | 103.12 | 93360.67 | 38747.90 | 1.286 |
| Sr | 76.40 | 2.48 | 76.15 | 99.67 | 1893.23 | 291521.51 | 0.048 |
| Y | 38.29 | 0.98 | 38.25 | 99.90 | 339.79 | 120599.55 | 0.025 |
| Nb | 38.18 | 1.07 | 38.06 | 99.70 | 414.41 | 155273.38 | 0.021 |
| Ba | 37.88 | 1.35 | 37.74 | 99.64 | 773.65 | 23202.22 | 0.192 |
| La | 35.83 | 0.94 | 35.77 | 99.84 | 320.81 | 160604.41 | 0.017 |
| Ce | 38.50 | 1.19 | 38.35 | 99.61 | 196.16 | 248261.47 | 0.009 |
| Pr | 37.21 | 1.00 | 37.16 | 99.86 | 175.66 | 272081.61 | 0.008 |
| Nd | 35.27 | 0.85 | 35.24 | 99.92 | 60.80 | 40154.06 | 0.029 |
| Sm | 36.69 | 0.97 | 36.72 | 100.08 | 43.40 | 35584.01 | 0.029 |
| Eu | 34.43 | 0.97 | 34.44 | 100.02 | 142.48 | 150926.75 | 0.012 |
| Gd | 36.93 | 1.08 | 36.95 | 100.06 | 249.94 | 33676.39 | 0.074 |
| Tb | 35.86 | 0.93 | 35.92 | 100.16 | 161.53 | 210255.83 | 0.009 |
| Dy | 35.95 | 0.96 | 35.97 | 100.04 | 45.95 | 49289.53 | 0.021 |
| Ho | 37.85 | 0.96 | 37.87 | 100.05 | 96.72 | 202970.51 | 0.008 |
| Er | 37.36 | 1.01 | 37.43 | 100.19 | 63.73 | 67848.40 | 0.019 |
| Tm | 37.50 | 1.06 | 37.55 | 100.12 | 104.02 | 211255.52 | 0.008 |
| Yb | 39.90 | 1.13 | 39.95 | 100.14 | 33.88 | 52147.61 | 0.019 |
| Lu | 37.63 | 1.03 | 37.71 | 100.21 | 95.86 | 197520.66 | 0.008 |
| Hf | 34.73 | 0.96 | 34.77 | 100.11 | 30.62 | 51098.78 | 0.016 |
| Ta | 39.70 | 1.16 | 39.77 | 100.18 | 67.49 | 174177.50 | 0.008 |
| Th | 37.17 | 1.02 | 37.23 | 100.16 | 46.81 | 132972.12 | 0.008 |
| U | 37.22 | 1.34 | 37.15 | 99.81 | 88.54 | 319058.60 | 0.005 |

Nombre d'échantillons = 12

Recouvrement = accord entre la valeur analysée et la valeur attendue

La limite de détection (LDD) en ppm a été calculée à l'aide de la formule de Perkins et al. (1995) :

$LDD = 3 * (2B)^{1/2} * (C/I)$ où

B = gaz blanc (*blank*) de l'élément en coups par secondes (cps)

C = concentration de l'élément analysé dans la matériel de référence Nist612 en cps

I = valeur attendue de l'élément dans le matériel de référence Nist612 en ppm

les textures souvent visibles uniquement au microscope font en sorte que deux roches géochimiquement différentes peuvent être d'apparence similaire en mégascopie. Il arrive souvent que seuls les changements de teintes en cassure fraîche et en surface d'altération puissent être utilisés comme un indicateur de la composition de la roche sur le terrain. Ceci requiert une familiarité qui pourrait induire en erreur une personne moins expérimentée. Par exemple, une roche magmatique de couleur gris vert moyen peut être un basalte tholéiitique, un basalte komatiitique ou une komatiite pyroxénitique, tout comme une roche vert foncé à noire peut s'avérer être un basalte komatiitique, une komatiite ou même dans certains cas une tholéiite. En l'absence d'observations microscopiques, l'analyse géochimique de la roche totale peut être utilisée afin de palier à ce genre de problème et permettre une validation du nom donné à la roche sur le terrain. Les tableaux de l'Appendice D montrent les résultats d'analyse pour chacun des échantillons collectés aux fins de cette étude. Dans les paragraphes qui suivent, la fraction silicatée et la fraction sulfureuse des échantillons sont évaluées séparément. Dépendamment du point abordé, les résultats d'analyse ont été recalculés à 100% sur une base anhydre et 100% silicate ou à 100% de sulfures avant d'être présentés sur les différents graphiques et diagrammes.

Le diagramme ternaire de Jensen (1976) basé sur les pourcentages cationiques d' Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ et MgO est un outil utile dans la classification des roches volcaniques subalcalines. Ce diagramme diminue l'effet du métamorphisme et de l'altération pouvant affecter la composition d'origine des roches. Il permet principalement de reconnaître et de différencier rapidement les suites komatiitiques, tholéiitiques et calco-alcalines. Il est également possible d'y distinguer les basaltes komatiitiques des komatiites

ainsi que les tholéiites riches en fer des tholéiites riches en magnésium (fig. 4.1). Dans le cas des échantillons de la zone Frontier, on remarque un système à tendance prédominante komatiitique avec une affinité pour les laves du Groupe de Chukotat. Les autres échantillons se trouvent dans le champ des tholéiites et peuvent être associés autant avec le Groupe de Chukotat qu'avec le Groupe de Povungnituk. En effet, les champs des deux principaux groupes du bloc de Raglan (Burnham et al. 1999) se superposent au niveau des tholéiites dans le diagramme de Jensen. Il n'est pas tout à fait conforme aux règles d'inclure les roches montrant des textures à cumulat sur ce type de diagramme. Cependant, tel qu'expliqué ci-après, la disposition des roches à cumulat dans le champ des komatiites permet de confirmer les observations de terrain et les descriptions pétrographiques.

Selon la définition d'Arndt et Nisbet (1982), une komatiite est une roche volcanique ultramafique issue d'un liquide qui contient plus de 18% MgO sur une base anhydre. Dans le même cadre d'idées, une lave mafique à texture spinifex dont le contenu en MgO dans le liquide est inférieur à 18% est appelée un basalte komatiitique. Dans le diagramme de Jensen présenté à la figure 4.1, il arrive que des échantillons de basaltes komatiitiques tombent dans le champ des komatiites et vice versa. Ceci est dû au fait que les limites proposées pour ce diagramme sont basées sur la composition du liquide et ne prennent pas en considération la présence de phénocristaux d'olivine. Cependant, le diagramme nous donne un bon aperçu des trois grands types de roches rencontrés à Frontier et nous permet d'appuyer les observations pétrographiques. On remarque que les cumulats à olivine, les cumulats à olivine et clinopyroxènes poecilitiques et les metabordures figées tombent dans le champ des komatiites. Certains échantillons de basaltes komatiitiques se trouvent dans

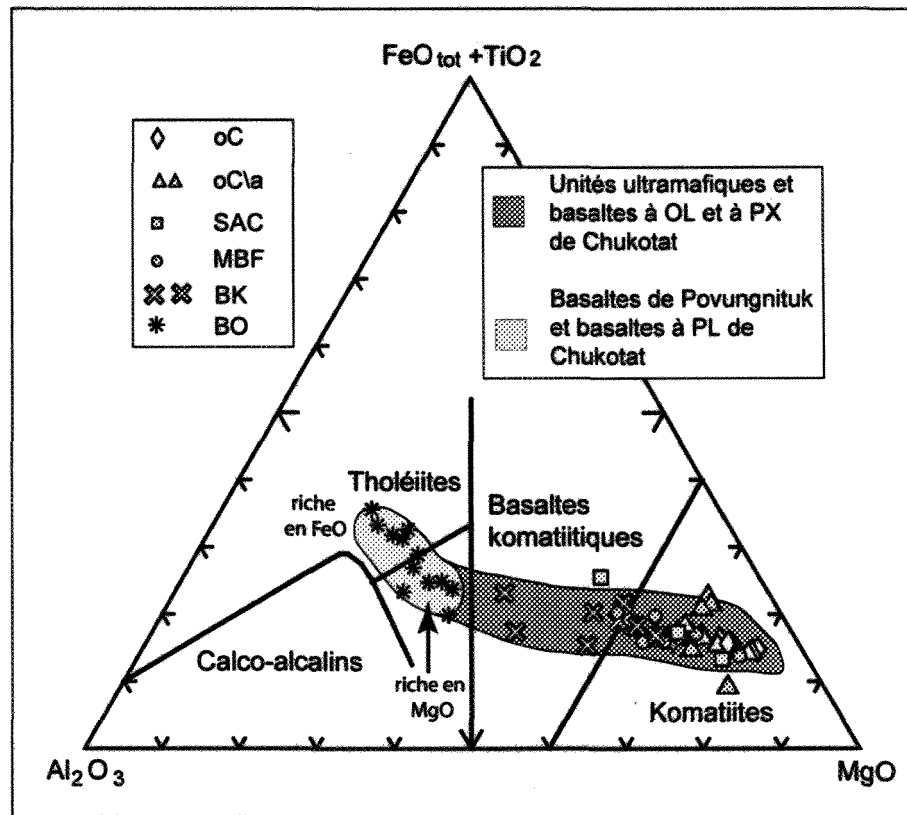


Figure 4.1 : Diagramme ternaire Al_2O_3 - MgO - $\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{TiO}_2$ (Jensen, 1976).

Cette figure nous montre la distribution des roches volcaniques pour les échantillons de forage et de surface de la zone Frontier. On remarque également leur affinité pour les laves ou unités ultramafiques du Groupe de Chukotat et pour les laves du Groupe de Povungnituk. Les données des champs proviennent de Burnham et al. (1999) et de Francis et al. (1983). À noter que les limites indiquées sont basées sur la composition du liquide et ne prennent pas en considération la présence de phénocristaux d'olivine. Ce diagramme permet toutefois d'appuyer les observations pétrographiques. oC = cumulat à olivine, oC\la = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons fortement métamorphisés.

le champ des komatiites car ceux-ci contiennent souvent un bon pourcentage de pseudomorphes de phénocristaux d'olivine. Cet aspect est également observable chez quelques metabasites figées qui devraient normalement plutôt se situer près de la limite gauche du champ des komatiites qu'en son centre. Les basaltes ophitiques ont une géochimie bien distincte et se trouvent tous dans le champ des tholéiites. Ils font parti des tholéiites riches en fer et des tholéiites riches en magnésium.

Les tableaux 4.4 et 4.5 présentent la composition moyenne des éléments majeurs normalisés à 100% sur une base anhydre et à 100% silicates pour les roches magmatiques faiblement ou non minéralisées ainsi que pour les roches sédimentaires. Ces tableaux donnent un bon aperçu des différences géochimiques entre les types de roche observés à Frontier. On remarque que l'oxyde de magnésium est l'élément majeur montrant les plus grandes variations entre les unités.

Le basalte komatiitique et le basalte ophitique sont nettement distinguables l'un de l'autre avec des concentrations moyennes en MgO égales à 16.5 et 7.2% respectivement. Le basalte ophitique est caractérisé par un TiO_2 élevé, soit entre 0.8 et 1.7%. Cette caractéristique est typique des magmas tholéiitiques provenant du Groupe de Povungnituk ou des basaltes à plagioclase évolués du Groupe de Chukotat. En comparant avec les données de Barnes et al. (1992), la géochimie des basaltes komatiitiques de la zone Frontier s'apparente grandement à celle des basaltes coussinés provenant de la première unité cyclique du Groupe de Chukotat et aux basaltes à spinifex des gisements de Katinniq et de la zone 2-3. À partir de cette analogie, le basalte komatiitique de Frontier peut représenter

Tableau 4.4. Teneurs moyennes des éléments majeurs normalisés à 100% anhydre et 100% silicates pour les roches magmatiques de la zone Frontier

| Type de roche | oC ^m | oC\la ^m | oC ^o | oC\la ^o | MoC\la | SAC | MBF | MBK | BK | BO |
|--------------------------------|-----------------|--------------------|-----------------|--------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Nombre d'échantillons | n = 1 | n = 1 | n = 3 | n = 9 | n = 10 | n = 3 | n = 9 | n = 6 | n = 5 | n = 12 |
| SiO ₂ (% pds) | 42.00 | 42.68 | 45.11 | 44.98 | 45.42 | 46.68 | 47.46 | 46.72 | 48.72 | 52.47 |
| TiO ₂ | 0.21 | 0.24 | 0.36 | 0.37 | 0.38 | 0.42 | 0.51 | 0.57 | 0.65 | 1.06 |
| Al ₂ O ₃ | 3.51 | 4.04 | 6.00 | 5.84 | 6.38 | 7.20 | 8.02 | 9.05 | 10.68 | 13.77 |
| FeO* | 12.47 | 11.93 | 11.47 | 11.63 | 12.33 | 11.75 | 10.76 | 11.62 | 9.58 | 11.41 |
| MnO | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.17 | 0.19 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.19 | 0.19 |
| MgO | 38.88 | 38.01 | 31.70 | 31.13 | 29.13 | 24.92 | 23.11 | 21.98 | 16.48 | 7.24 |
| CaO | 1.95 | 2.29 | 4.49 | 5.12 | 5.43 | 8.17 | 9.31 | 9.26 | 11.71 | 10.09 |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.14 | 0.11 | 1.43 | 3.13 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.01 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.24 | 0.53 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.10 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.71 | 0.57 | 0.59 | 0.61 | 0.59 | 0.50 | 0.39 | 0.39 | 0.26 | 0.02 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Mg# | 84.76 | 85.03 | 83.13 | 82.68 | 80.81 | 79.09 | 79.29 | 77.12 | 75.40 | 53.07 |

* Le FeO est le fer contenu dans les silicates seulement. Tout le fer était indiqué dans les résultats d'analyse en Fe₂O₃. Il a donc été recalculé sous la forme FeO. Pour les échantillons avec >0.3% S, nous avons considéré la proportion de fer présent dans les sulfures Fe(S). $FeO = [Fe_2O_3 \times 0.699 - Fe(S)] \times 1.29$ et $Fe(S) = 1.527S - 0.6592Cu/10\ 000 - 0.5285Ni/10\ 000$.

$Mg\# = (MgO/40.31)/(MgO/40.31 + FeO^*/71.85)$.

oC^m = mésocumulat à olivine, oC\la^m = mésocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, oC^o = orthocumulat à olivine, oC\la^o = orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, MoC\la = métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, MBK = metabasalte komatiitique, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique.

Tableau 4.5. Teneurs des éléments majeurs normalisés à 100% anhydre et 100% silicates pour les roches sédimentaires de la zone Frontier

| Type de roche | CCA | Silt. (mélange) | SMS | | LVC | |
|--------------------------------|---------|--------------------|---------|---------|-------|---------|
| # d'échantillon | C-04-22 | C-04-41 | C-04-21 | C-04-26 | 26761 | C-04-51 |
| SiO ₂ (% pds) | 37.79 | 49.02 | 60.91 | 42.71 | 29.30 | 31.95 |
| TiO ₂ | 0.94 | 2.14 | 0.69 | 0.77 | 4.38 | 3.39 |
| Al ₂ O ₃ | 19.66 | 15.79 | 17.02 | 16.43 | 8.80 | 9.33 |
| FeO* | 22.86 | 6.89 | 5.35 | 21.00 | 7.88 | 6.30 |
| MnO | 0.47 | 0.18 | 0.11 | 0.08 | 0.33 | 0.19 |
| MgO | 14.00 | 4.51 | 2.05 | 2.42 | 6.08 | 5.44 |
| CaO | 1.53 | 14.65 | 3.67 | 12.32 | 39.35 | 38.17 |
| Na ₂ O | 0.14 | 2.53 | 4.50 | 3.37 | 1.64 | 3.50 |
| K ₂ O | 2.50 | 2.86 | 5.64 | 0.80 | 0.24 | 0.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 1.41 | 0.04 | 0.07 | 2.00 | 1.64 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.001 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| C | 0.05 | 4.87 | 0.18 | 5.89 | n.d. | 5.57 |

* Le FeO est le fer contenu dans les silicates seulement. Tout le fer était indiqué dans les résultats d'analyse en Fe₂O₃. Il a donc été recalculé sous la forme FeO. Pour les échantillons avec >0.3% S, nous avons considéré la proportion de fer présent dans les sulfures Fe(S). $\text{FeO} = [\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.699 - \text{Fe(S)}] \times 1.29$ et $\text{Fe(S)} = 1.527\text{S} - 0.6592\text{Cu}/10\,000 - 0.5285\text{Ni}/10\,000$.

Dans le cas des échantillons sédimentaires, les sulfures sont principalement de la pyrite sauf pour l'échantillon C-04-21. La formule suivante est donc utilisée : $\text{Fe(S)} = \text{S}/(32 \times 2) \times 55.85$.

CCA = cornéenne tachetée à chlorite et actinote, Silt. = siltstone, SMS = sulfures massifs (à semi-massifs) sédimentaires, LVC = litharénite volcanique carbonatisée.

le liquide magmatique parental. Les metabasaltes komatiites sont légèrement plus riches en MgO laissant croire qu'ils contiennent une certaine quantité de phénocristaux d'olivine, soit environ 20% en moyenne. Ce pourcentage d'olivine est basé sur le calcul de bilan de masse et est communiqué à titre indicatif. Les metabordures figées ressemblent énormément aux metabasaltes komatiitiques tant au point de vue pétrographique que géochimique. Elles ont une moyenne de 23% MgO avec un minimum de 21.6% et un maximum de 26%. Elles s'apparentent aux metabordures figées de Katinniq et de la zone 2-3 du bloc de Raglan. La géochimie des ces dernières est décrite par Barnes et al. (1992).

Les mésocumulats à olivine ou à olivine et clinopyroxène poecilitique sont les komatiites les plus primitives avec un MgO variant de 38 à 39 %. En faisant le calcul de bilan de masse avec correction de densité, ces pourcentages très élevés en magnésium indiquent des quantités en olivine de plus de 75 %. Cette constatation est en accord avec la classification d'Irvine (1982) qui montre que le matériel postcumulat compose 7 à 25% d'un mésocumulat. L'orthocumulat à olivine est un peu moins évolué avec une moyenne de 31.7% MgO. La présence de phénocristaux d'augite ne semble pas changer énormément la composition de la roche. En effet, l'orthocumulat à olivine et l'orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique semblent très similaires du point de vue de la géochimie moyenne (tableau 4.4). Irvine (1982) définit un orthocumulat comme une roche contenant entre 25 et 50% de matériel qui se forme à partir du liquide interstitiel. L'orthocumulat et le métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique indiquent une moyenne du MgO de 29.6%. Les teneurs en MgO observées pour ce type de roche varient considérablement avec une concentration minimale de 25.9% et une concentration maximale de 36.9%. Cette

variation suggère de 30 à 50% de cristaux d'olivine. La composition du schiste à actinote et chlorite est aussi très variable avec des pourcentages en MgO de 18, 27 et 30%. La très forte altération des schistes et la grande variation de leur géochimie rendent difficile la classification de ces derniers. Il est cependant clair qu'ils font référence à des roches de lignée komatiitique fortement altérées dont une déformation subséquente aurait provoqué l'alignement des minéraux métamorphiques.

Les unités sédimentaires quant à elles se distinguent par leur richesse en K_2O et/ou en Na_2O . Elles montrent également des teneurs particulièrement basses en oxydes de chrome et de magnésium. La cornéenne à chlorite et actinote est cependant assez riche en magnésium avec une concentration en MgO égale à 14%. À l'exception de la litharénite volcanique carbonatisée, l' Al_2O_3 est toujours supérieur à 15%. On remarque aussi que le titane est très élevé chez la litharénite et le siltstone comparativement aux autres types de roches. De façon générale, les proportions des éléments majeurs varient grandement d'une roche sédimentaire à l'autre.

4.3.2 *Cristallisation fractionnée*

Les variations chimiques entre les différents types de roche rencontrés ont été induites en grande partie par la cristallisation fractionnée des silicates. La cristallisation fractionnée est d'ailleurs clairement indiquée sur les diagrammes de variations. Le MgO y est représenté en abscisse car il constitue l'élément majeur le plus différencié entre les unités. Le MgO varie également considérablement à l'intérieur d'une même unité komatiitique dépendamment si l'on se trouve à la base, au centre, ou aux contacts de la

coulée ou de l'intrusion. Ces variations compositionnelles sont dominées principalement par le fractionnement ou l'accumulation de l'olivine, de la chromite, des pyroxènes et des plagioclases. Les éléments sur l'axe des ordonnées sont des éléments relativement immobiles lors de réactions métamorphiques. Les changements de pente dans la tendance dépendent de la compatibilité de ces éléments avec les principaux minéraux cristallisant. On remarque une compatibilité du chrome pour la chromite qui cristallise dans des roches contenant plus de 11 % MgO (fig. 4.2). Le fractionnement ou l'accumulation de l'olivine à partir du liquide influence également les concentrations en chrome de la roche.

Le titane et l'aluminium montrent un caractère plutôt incompatible car leurs valeurs décroissent avec une augmentation du magnésium. La teneur de ces oxydes est donc inversement proportionnelle à l'abondance de l'olivine dans la roche. En simulant la cristallisation à l'aide du logiciel PELE (téléchargeable sur le site Web suivant : <http://www.nicholas.duke.edu/people/faculty/boudreau/DownLoads.html>) et en l'appliquant aux graphiques de l' Al_2O_3 et du TiO_2 versus le MgO, on remarque que l'augmentation de la teneur en aluminium et en titane coïncide avec le fractionnement de l'olivine, puis des clinopyroxènes dans le liquide (fig. 4.3 et 4.4). Pour les roches plus évoluées, le fractionnement conjoint des clinopyroxènes et des plagioclases marque une augmentation du titane tandis que les concentrations en aluminium diminuent. Le fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase induit inévitablement un changement dans la pente de la tendance et marque la formation du basalte ophitique.

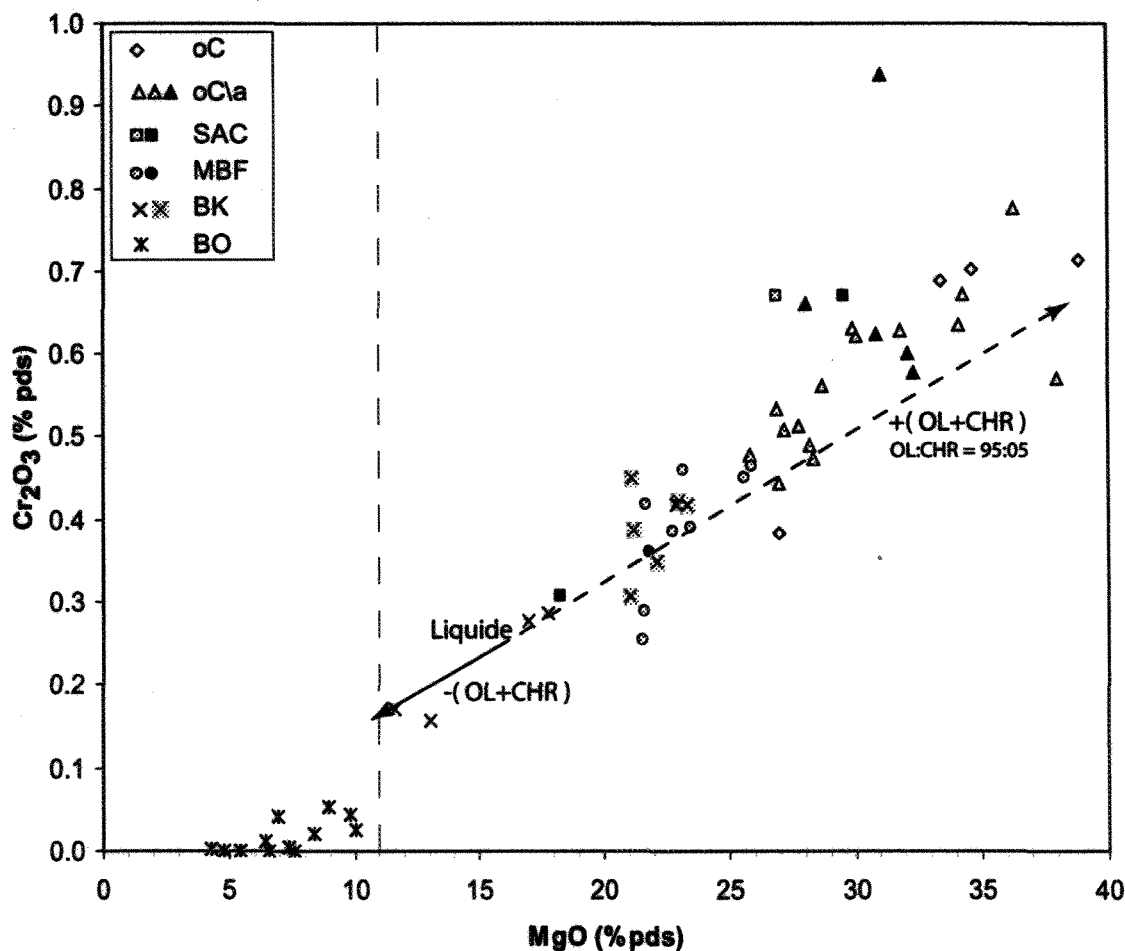
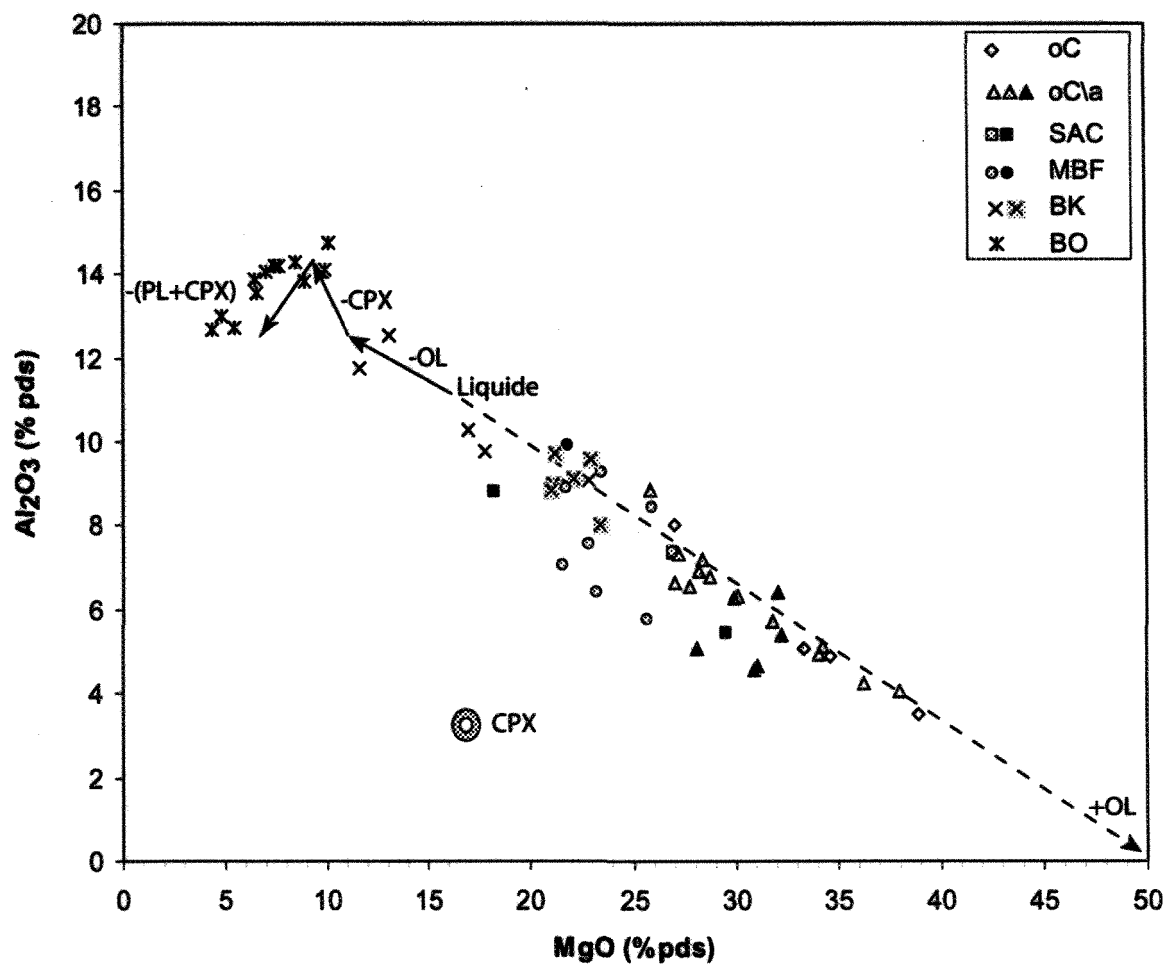


Figure 4.2 : Diagramme de variation du Cr_2O_3 vs MgO pour les roches mafiques et ultramafiques de la zone Frontier montrant l'influence de la chromite et de l'olivine.

La composition du liquide est basée sur la moyenne obtenue pour les échantillons de basaltes komatiitiques de Frontier où les textures ignées sont observables (semblable aux basaltes à spinifex de Katinniq). Les flèches indiquent le fractionnement (-) ou l'accumulation (+) des minéraux. La cristallisation a été simulée à l'aide du logiciel PELE. Les proportions OL:CHR sont obtenues lors de cette simulation. La chromite cristallise dans des roches contenant plus de 11 % MgO (ligne tiretée verticale). oC = cumulat à olivine, oC\la = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons fortement métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches minéralisées (>10% sulfures). Les valeurs présentées ont toutefois été recalculées à 100% silicate et 100% anhydre.



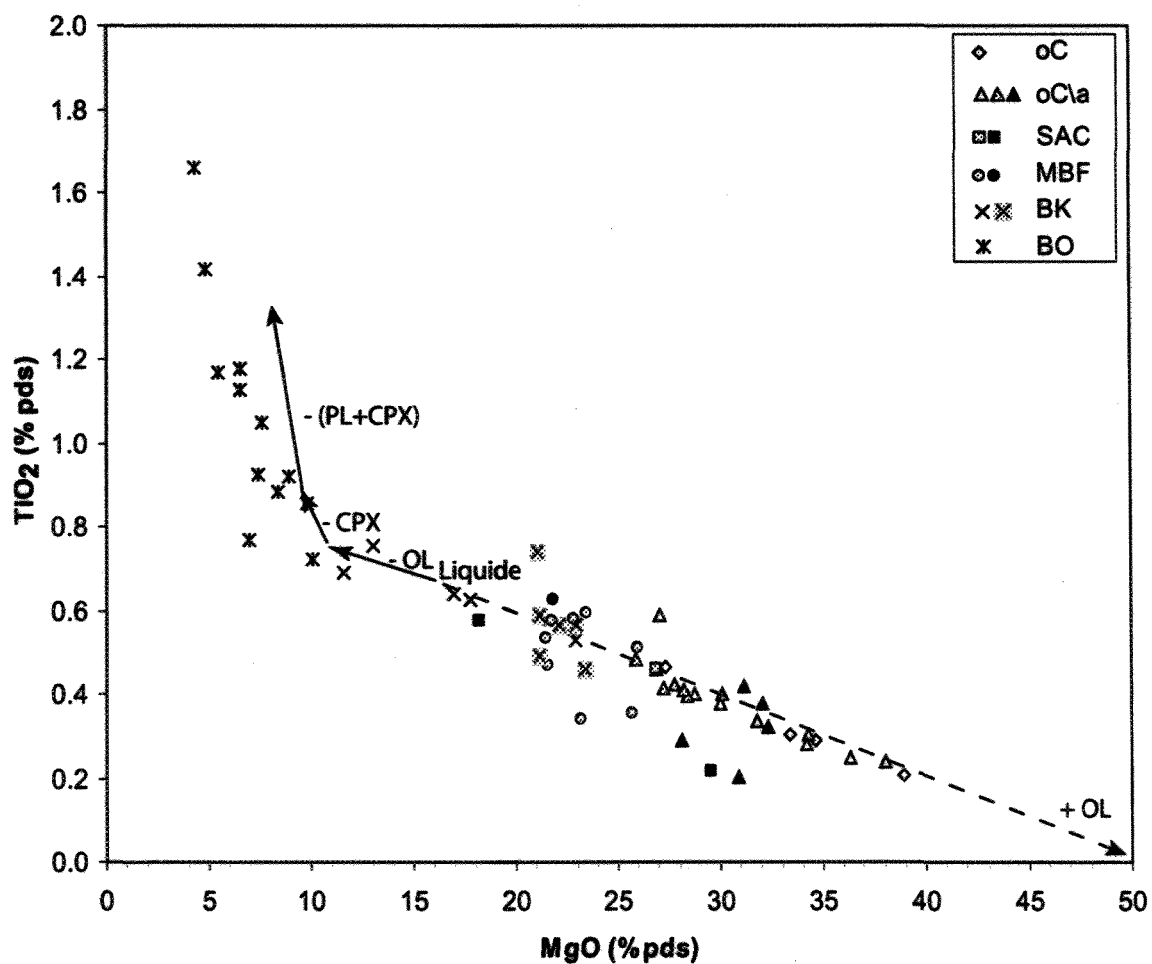


Figure 4.4 : Diagramme de variation de TiO_2 vs MgO pour les roches mafiques et ultramafiques de la zone Frontier.

Les flèches indiquent le fractionnement (-) ou l'accumulation (+) des minéraux. La cristallisation a été simulée à l'aide du logiciel PELE. Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.2.

En ajoutant au diagramme du TiO_2 versus le MgO les champs couverts par les données de Burnham et al. (1999) du bloc de Raglan, il est possible de montrer les affinités magmatiques des échantillons de la zone Frontier entre les Groupes de Chukotat et de Povungnituk. La figure 4.5 montre que la grande majorité des échantillons se situe dans le champ des komatiites. Les cumulats à olivine, les cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique, les metabordures figées, les schistes à actinote-chlorite, et même les metabasites komatiitiques se trouvent dans ce champ où se situent les roches du Groupe de Chukotat. L'affinité du metabasite komatiitique pour le champ des komatiites est un indice supplémentaire qu'il contient une bonne proportion de phénocristaux d'olivine. Les basaltes komatiitiques et les basaltes ophitiques se situent au niveau des champs des basaltes à olivine, basaltes à pyroxènes et basaltes à plagioclases. Ces trois groupes de roches plus évolués font également partie de la suite komatiite et appartiennent aussi au Groupe de Chukotat. À partir de 1.2% de dioxyde de titane, on remarque que le champ des basaltes à plagioclases du Groupe de Chukotat et le champ des basaltes du Groupe de Povungnituk se superposent. Cependant seulement deux échantillons de basalte ophitique de la zone Frontier se trouvent à cet endroit, les autres étant tous associés aux basaltes à plagioclases ou à clinopyroxènes.

4.3.3 *Processus métamorphiques*

La minéralisation en sulfures de nickel se trouve à la base des intrusions ou coulées ultramafiques. Les roches hôtes à la minéralisation sont généralement des cumulats à olivine. Une importante méthode d'exploration géophysique pour les cumulats à olivine est

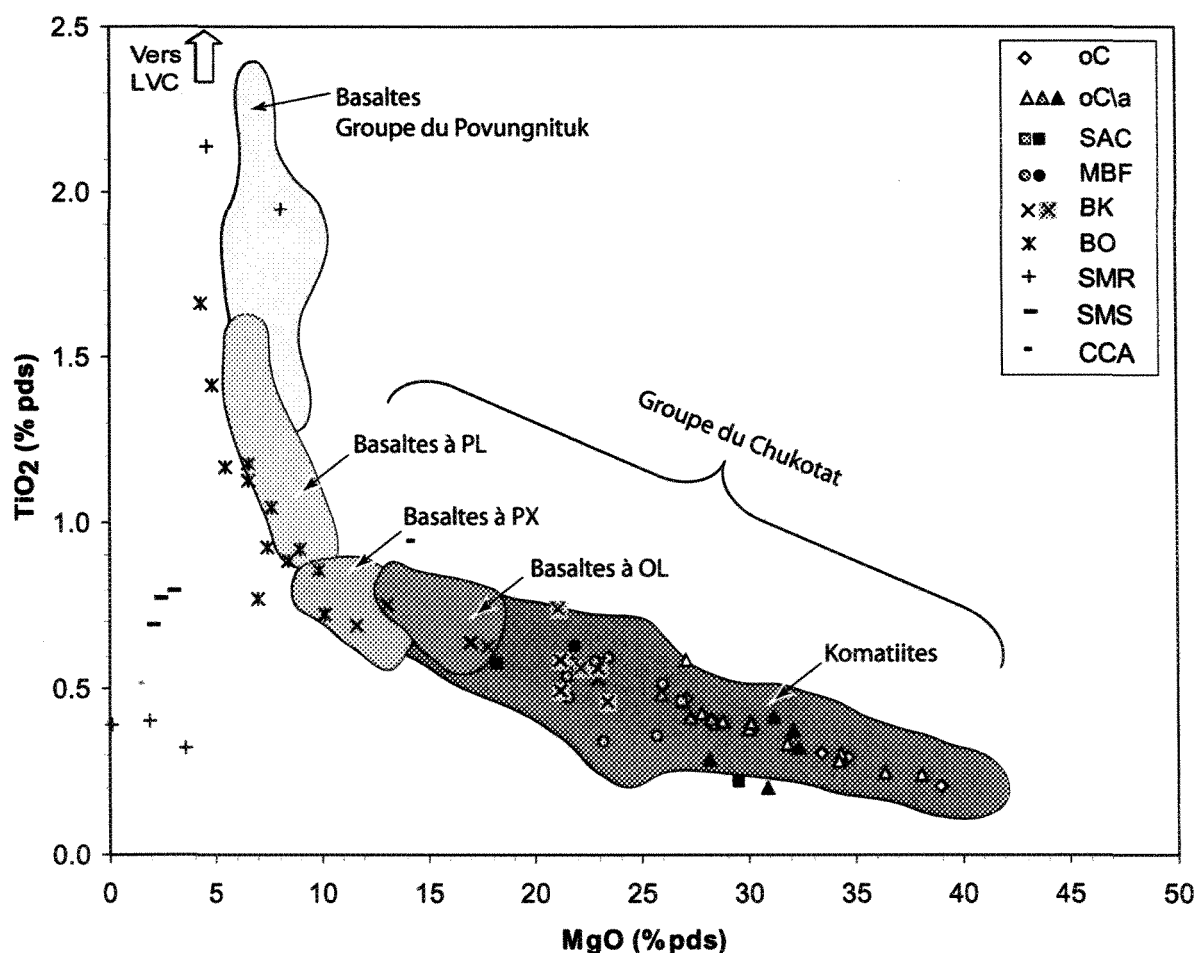
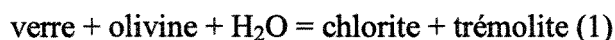


Figure 4.5 : Diagramme de Al_2O_3 vs MgO montrant les affinités magmatiques des échantillons de la zone Frontier entre les Groupes de Chukotat et de Povungnituk. Les données des champs proviennent de Burnham et al. (1999).

oC = cumulat à olivine, oC/a = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires, CCA = cornéenne tachetée à chlorite et actinote, LVC = litharénite volcanique carbonisée. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons fortement métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches minéralisées (>10% sulfures). Les valeurs présentées ont toutefois été recalculées à 100% silicate et 100% anhydre.

l'utilisation de la susceptibilité magnétique. Les cumulats à olivine dont les olivines ne sont pas métamorphisées ne contiennent pas de magnétite. Pendant le métamorphisme, les réactions suivantes se produisent :



La quantité de magnétite formée dépendra des proportions d'olivine et de verre présentes. Si la roche contient une grande proportion de verre la réaction (1) transformera toute l'olivine en un mélange de chlorite et de trémolite et très peu de magnétite sera produite. Si une petite quantité de verre seulement est présente dans la roche la réaction (1) se produit lors du métamorphisme jusqu'à ce que tout le verre soit transformé en un mélange de chlorite et de trémolite. Ensuite la réaction (2) entre en ligne de compte et l'olivine en excès est métamorphisée en serpentine.

Pour déterminer à quel pourcentage de MgO (et indirectement à quel pourcentage d'olivine) la magnétite sera formée, un diagramme de Al_2O_3 versus MgO montrant la position des échantillons de la zone Frontier ainsi que la composition des minéraux métamorphiques obtenue à la microsonde peut s'avérer utile (fig. 4.6). Les oxydes d'aluminium et de magnésium sont utilisés parce que (a) ni l'un ni l'autre n'entrent dans la composition des sulfures et donc leurs concentrations ne seront pas influencées par la présence ou l'absence de sulfures; (b) ces deux oxydes jouent un rôle primordial durant les deux réactions métamorphiques nommées précédemment (l' Al_2O_3 représente le verre et le

MgO représente l'olivine). Comme la magnétite est dérivée de la serpentinisation des olivines, en évaluant à quelle composition de roche la serpentine est générée, il est alors possible de déduire la concentration en MgO à partir de laquelle la magnétite se forme. À la figure 4.6, on remarque que la ligne de l'accumulation de l'olivine des échantillons de la zone Frontier est intersectée par la ligne rejoignant les pôles des valeurs de l'actinote et de la chlorite à 26% MgO. À partir de cette information, il est possible de déduire que la magnétite est formée dans les roches contenant plus de 26% MgO donc dans les cumulats à olivine et les cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique ainsi que dans quelques bordures figées et schistes à actinote et à chlorite. L'orthocumulat à olivine est généralement fortement magnétique mais il peut arriver qu'il ne le soit que très faiblement comme c'est le cas pour l'échantillon S-04-03. Ceci est dû à la quantité importante de verre dévitrifié. Il est donc plus riche en aluminium et un peu plus pauvre en magnésium que les autres échantillons de même type, ce qui expliquerait l'absence de magnétite dans celui-ci. On voit également que les roches les moins riches en MgO comme plusieurs metabordures figées, les basaltes komatiitiques et les basaltes ophitiques ne formeront pas de magnétite. La variabilité du magnétisme (faiblement à très fortement magnétique) est due aux grandes variations dans les pourcentages d'olivine directement reliés aux concentrations en MgO. Ainsi plus la roche est riche en cristaux d'olivine, plus elle est magnésienne, donc plus elle contiendra de la magnétite.

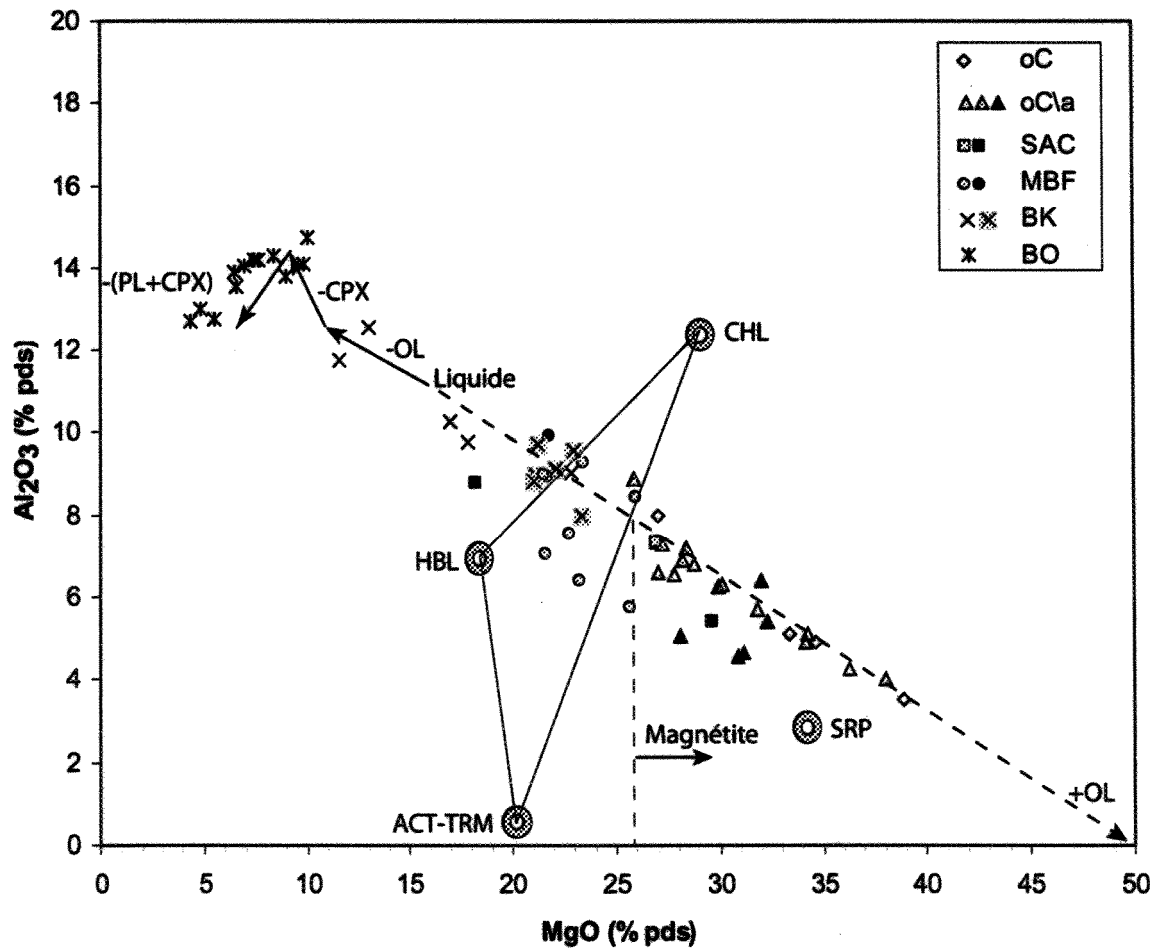


Figure 4.6 : Diagramme de Al_2O_3 vs MgO où les minéraux métamorphiques sont montrés en plus des échantillons.

On remarque que la magnétite se forme durant le métamorphisme dans les roches contenant plus de 26% MgO . Les positions pour la chlorite (CHL), la hornblende (HBL), l'actinote-trémolite (ACT-TRM) et la serpentine (SRP) sont déterminées à partir des moyennes des résultats obtenus à la microsonde. Les flèches indiquent le fractionnement (-) ou l'accumulation (+) des minéraux et proviennent de la figure 4.3. Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.5.

4.4 Les éléments traces lithophiles

La présentation et l'interprétation des éléments traces et des terres rares (ÉTR) est primordiale dans l'identification des processus ignés. Ces éléments possèdent en effet des caractéristiques particulières quant à leur caractère compatible ou incompatible.

Plusieurs éléments traces ainsi que les ÉTR sont incompatibles. C'est-à-dire qu'ils n'entreront pas dans la formation des cristaux et s'accumuleront dans le magma résiduel. Conséquemment, les éléments incompatibles sont concentrés dans les magmas ayant subi une différenciation plus poussée. La figure 4.7 montre que les concentrations en Zr diminuent en fonction de l'augmentation du MgO de la roche. Les échantillons les moins riches en olivine dans le cas des komatiites et les plus pauvres en pyroxènes dans le cas des basaltes ophitiques contiennent donc plus de zirconium comparativement à leurs prédécesseurs. Seul le Zr est illustré car tous les éléments incompatibles se comportent de la même façon. Ces éléments sont traités de façon plus approfondie dans la section 4.5 du présent chapitre.

De façon générale, on remarque un changement dans la tendance des éléments incompatibles lorsque le MgO est inférieur à 11 %. Cette limite de 11 % marque la disparition de l'olivine (Hynes et Francis, 1982; Picard et al., 1990). Il est donc possible de distinguer clairement les komatiites des roches contenant très peu ou pas d'olivine comme le basalte ophitique qui est contrôlé principalement par le clinopyroxène et le plagioclase.

Les éléments des terres rares donnent de nombreux indices sur l'enrichissement ou l'appauvrissement de la source en éléments incompatibles. Ils permettent ainsi de distinguer

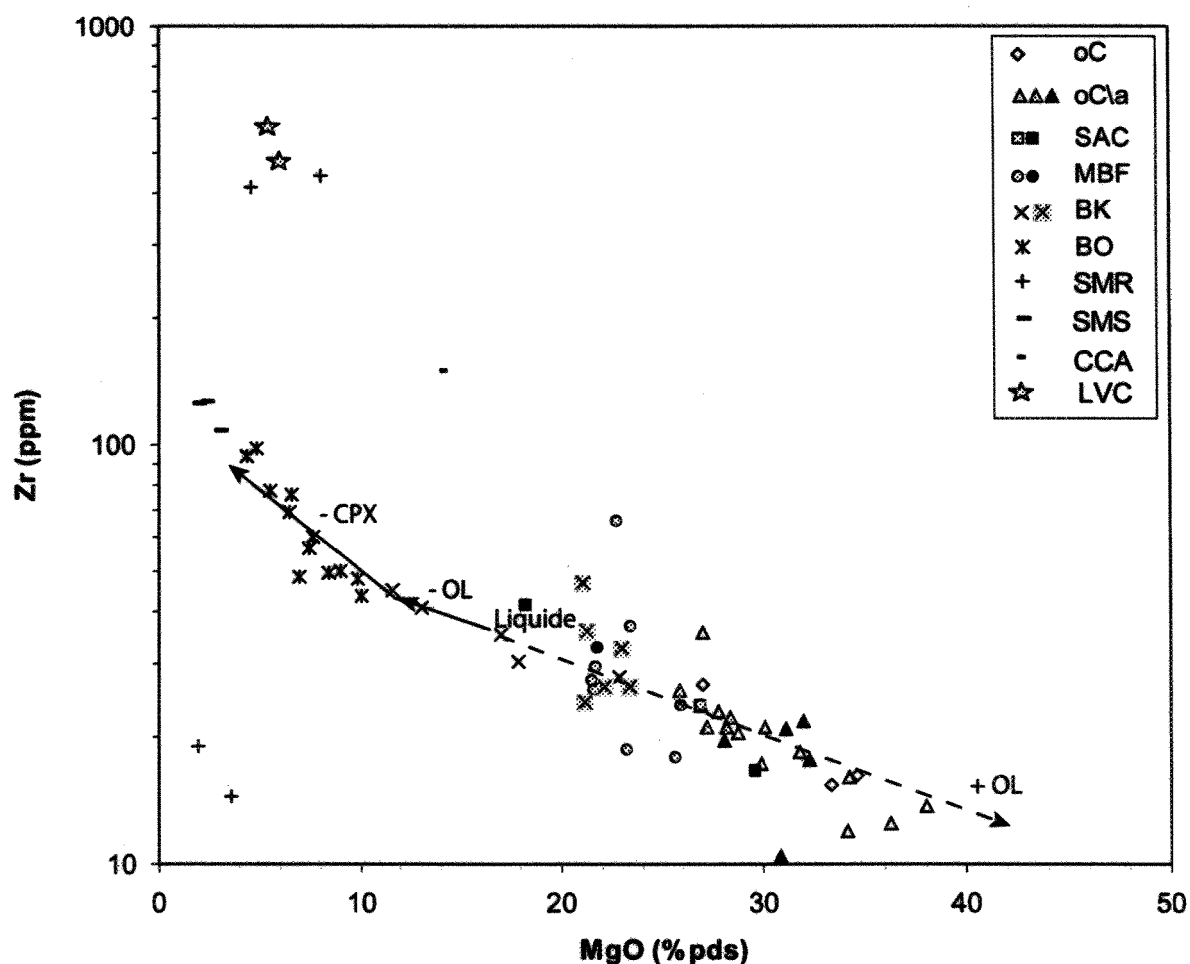


Figure 4.7 : Diagramme de variation du Zr versus le MgO illustrant le caractère des éléments incompatibles dans les silicates.

La composition du liquide est basée sur la moyenne obtenue pour les échantillons de basaltes komatiitiques de Frontier où les textures ignées sont observables (semblable aux basaltes à spinifex de Katinniq). Les flèches indiquent le fractionnement (-) ou l'accumulation (+) des minéraux et sont orientées d'après la tendance générale visuelle des échantillons. oC = cumulat à olivine, oC\la = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires, CCA = cornéenne tachetée à chlorite et actinote, LVC = litharénite volcanique carbonatisée. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons fortement métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches minéralisées (>10% sulfures). Les valeurs présentées ont toutefois été recalculées à 100% silicate et 100% anhydre.

plus aisément les différents types de magma. Le spectre des ÉTR tend à refléter celui de la source et de l'équilibre cristal-liquide ayant eu lieu lors de l'évolution du magma. En utilisant les données de Burnham et al. (1999), les figures 4.8 et 4.9 comparent les roches magmatiques de la zone Frontier avec celles du bloc de Raglan. À l'exception de quelques échantillons komatiitiques montrant un léger enrichissement en terres rares légères (ÉTRL), les komatiites et basaltes komatiitiques de la zone Frontier indiquent des profils de terres rares plats. En comparaison avec le bloc de Raglan, ils s'apparentent aux péridotites de Katinniq et aux basaltes à olivine, à pyroxènes et à plagioclases du Groupe de Chukotat. Les basaltes ophitiques montrent aussi un profil plat mais les analyses sont en moyenne 20 fois chondrite comparativement aux roches plus magnésiennes de Frontier qui illustrent des analyses à environ 8 fois chondrite en moyenne. Burnham et al. (1999) et Modeland et al. (2003) distinguent deux types de basaltes dans le Povungnituk, soit un basalte enrichi et un basalte non enrichi en ÉTR. Tel qu'observé à la figure 4.9, les basaltes ophitiques de Frontier s'apparentent à la fois au basalte à plagioclase de Chukotat et au basalte non enrichi de Povungnituk. La concentration absolue en ÉTR nettement plus élevée dans les basaltes ophitiques que dans la suite komatiitique pourrait indiquer une différenciation plus poussée du magma de lignée komatiitique ou faire référence à un magma tholéiitique d'une toute autre origine. Si la dernière option est à envisager, les basaltes ophitiques n'auraient alors pas de liens de parenté avec les komatiites et ne pourraient avoir été formés par cristallisation fractionnée à partir de celles-ci.

Les éléments compatibles sont contrôlés par la chimie de la source et par le processus de cristallisation. Le cobalt et le nickel par exemple sont essentiellement contrôlés par la

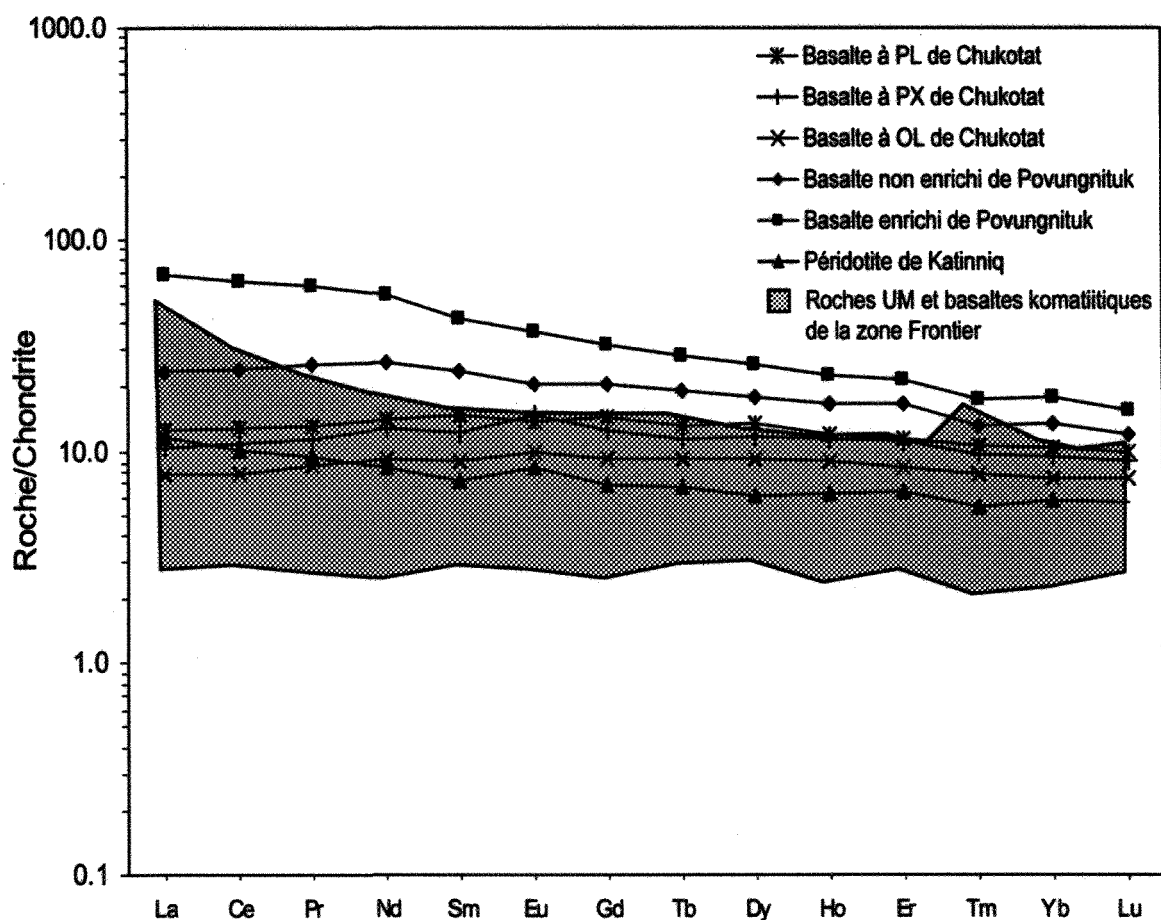


Figure 4.8 : Diagramme des spectres des éléments des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites comparant les basaltes komatiitiques et komatiites de la zone Frontier avec les roches magmatiques du bloc de Raglan.

Les valeurs de normalisation aux chondrites sont de McDonough et Sun (1995). Les données du bloc de Raglan proviennent de Burnham et al. (1999). UM = ultramafiques.

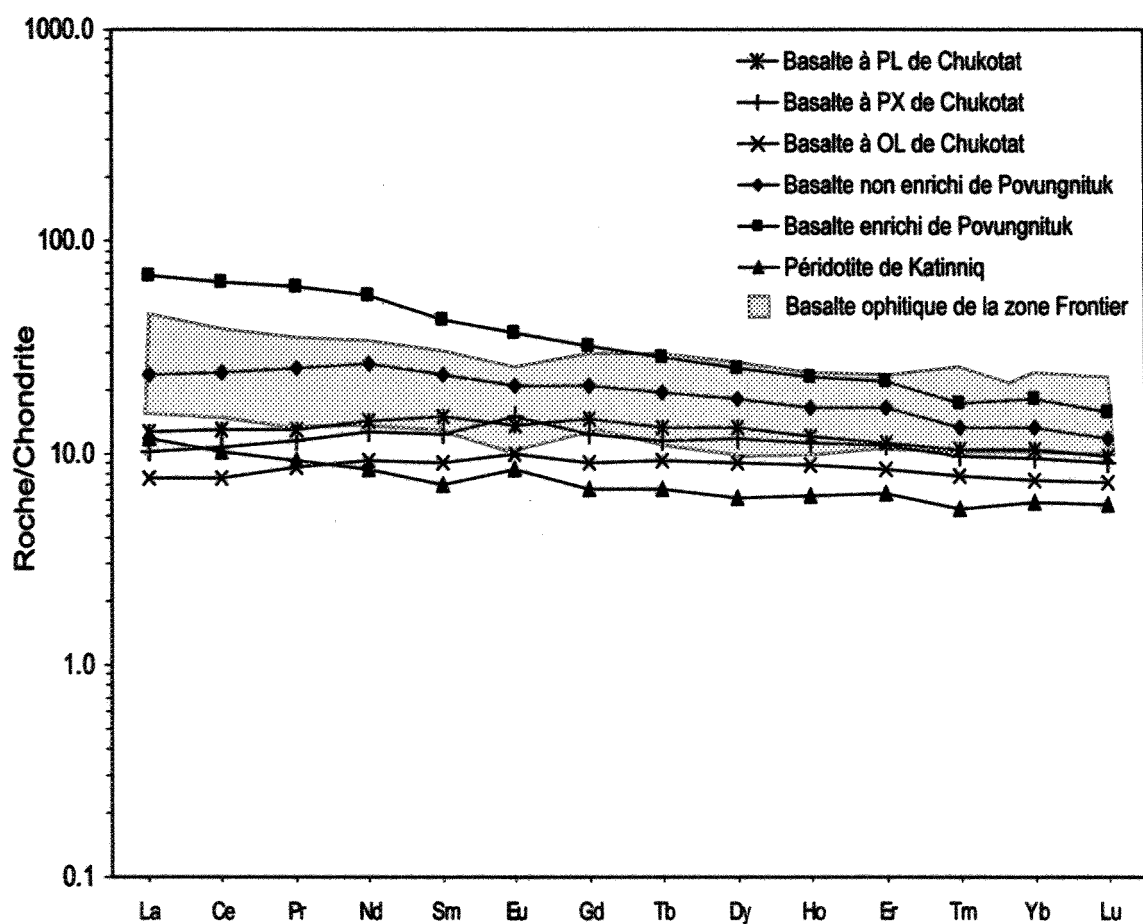


Figure 4.9 : Diagramme des spectres des éléments des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites comparant les basaltes ophitiques de la zone Frontier avec les roches magmatiques du bloc de Raglan.

Les valeurs de normalisation aux chondrites sont de McDonough et Sun (1995). Les données du bloc de Raglan proviennent de Burnham et al. (1999).

présence de l'olivine et du pyroxène. Ces deux éléments sont grandement compatibles avec l'olivine et augmentent à mesure que les concentrations en MgO croissent (fig. 4.10). Dans le cas du basalte ophitique, comme ce dernier contient très peu ou pas d'olivine, le nickel est alors contrôlé par la présence des pyroxènes. On remarque d'ailleurs une tendance de pente abrupte formée par les échantillons de basalte ophitique sur le diagramme du Ni en fonction du MgO. Il est également important de mentionner que le Ni et le Co font partie des éléments chalcophiles et sont par conséquent fortement contrôlés par la présence ou non d'une partie sulfureuse. La présence d'une petite quantité de sulfures dans certaines roches devrait donc provoquer une diminution plus rapide de la concentration en ces éléments dans le liquide. Des détails supplémentaires concernant ce phénomène notamment au niveau de la composition des clinopyroxènes poecilitiques sont donnés à la section 4.7 de ce chapitre.

4.4 Les éléments chalcophiles

Les roches minéralisées de la zone Frontier se divisent en quatre groupes d'après l'abondance et l'habitus des sulfures, soit les sulfures disséminés, matriciels, massifs et remobilisés. Les tableaux de l'Appendice E contiennent les valeurs normalisées à 100% de sulfures pour les échantillons contenant plus de 0.3 % de soufre. La formule de normalisation employée est montrée à la fin de cet appendice. La dernière page de l'Appendice D explique la méthode utilisée pour le calcul des proportions de fer liées au soufre. Pour effectuer la normalisation à 100% de sulfures, on suppose premièrement que les éléments chalcophiles se trouvent en grande majorité dans la fraction sulfureuse. Il faut

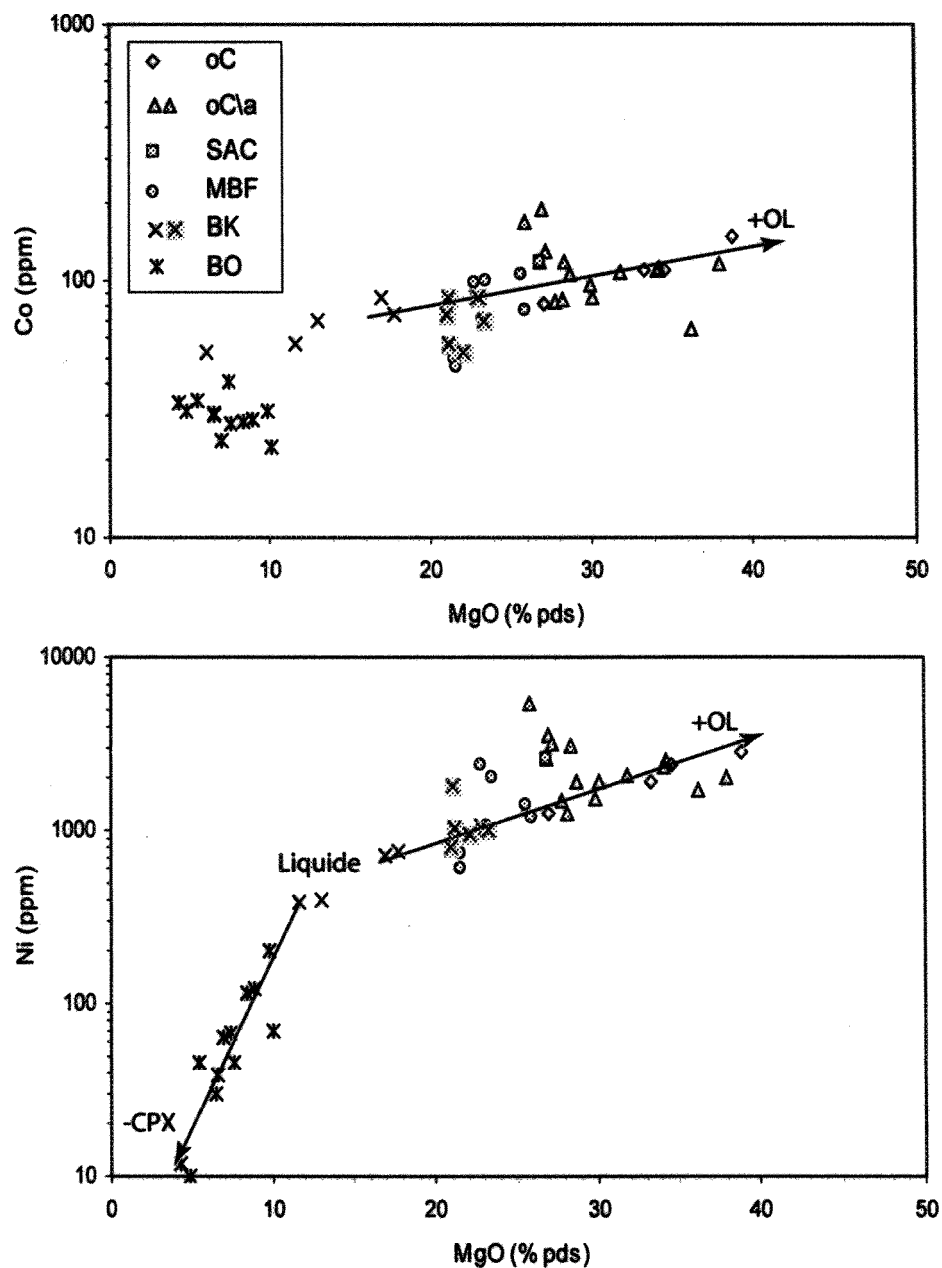


Figure 4.10 : Diagrammes de variation du Co versus le MgO et du Ni versus le MgO illustrant le caractère des éléments compatibles dans les silicates.

Les roches riches en sulfures ne sont pas montrées car le Ni et le Co sont des éléments chalcophiles et se trouvent alors dans la partie sulfureuse des échantillons. Les flèches indiquent la tendance générale visuelle des échantillons. Les valeurs présentées sont recalculées à 100% silicate et 100% sur une base anhydre. Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.7.

donc un minimum de sulfures dans la roche, c'est-à-dire au moins 1%. On présume en second lieu que le soufre n'a pas été influencé par le métamorphisme ou l'altération. Bien sur, une certaine quantité de Ni et de Co se trouvent dans l'olivine tel que démontré précédemment. Cependant, les proportions de Ni et Co présentes dans les silicates sont négligeables comparativement à celles contenues dans les sulfures lorsque la roche est minéralisée à plus de 1% (Barnes et Lightfoot, 2005). D'autant plus que les unités ultramafiques de la zone Frontier sont assez riches en métaux, ce qui amoindrit encore plus l'effet de l'olivine sur les valeurs des sulfures.

L'assemblage le plus commun de sulfures magmatiques rencontré est pyrrhotite-pentlandite-chalcopryrite. Les sulfures sédimentaires sont quant à eux essentiellement composés de pyrite et/ou de pyrrhotite. Si les sulfures magmatiques étaient la phase principale contrôlant la distribution des métaux et autres éléments chalcophiles, il doit forcément y avoir une corrélation positive entre le S et ces éléments. Les diagrammes des éléments chalcophiles en fonction du soufre sont donc d'une importance capitale. Ces diagrammes, illustrés à la figure 4.11, permettent notamment de vérifier si les calculs de normalisation à 100% de sulfures pour les éléments visés ont lieu d'être. On remarque une corrélation positive entre le Ni, Cu, Co, Bi, Cd, Mo, Pb, Se, Te, Zn, Ag, Au, Pt, Pd, et Re et le soufre. Il est donc possible d'admettre que plus il y a de sulfures dans la roche plus ces éléments s'y trouveront en quantité importante. Les roches ultramafiques hôtes à la minéralisation seront par le fait même celles ayant les valeurs les plus élevées. On remarque également que les sulfures magmatiques remobilisés se distinguent des autres roches avec des quantités généralement plus fortes en Mo, Sb et Zn. D'après le standard

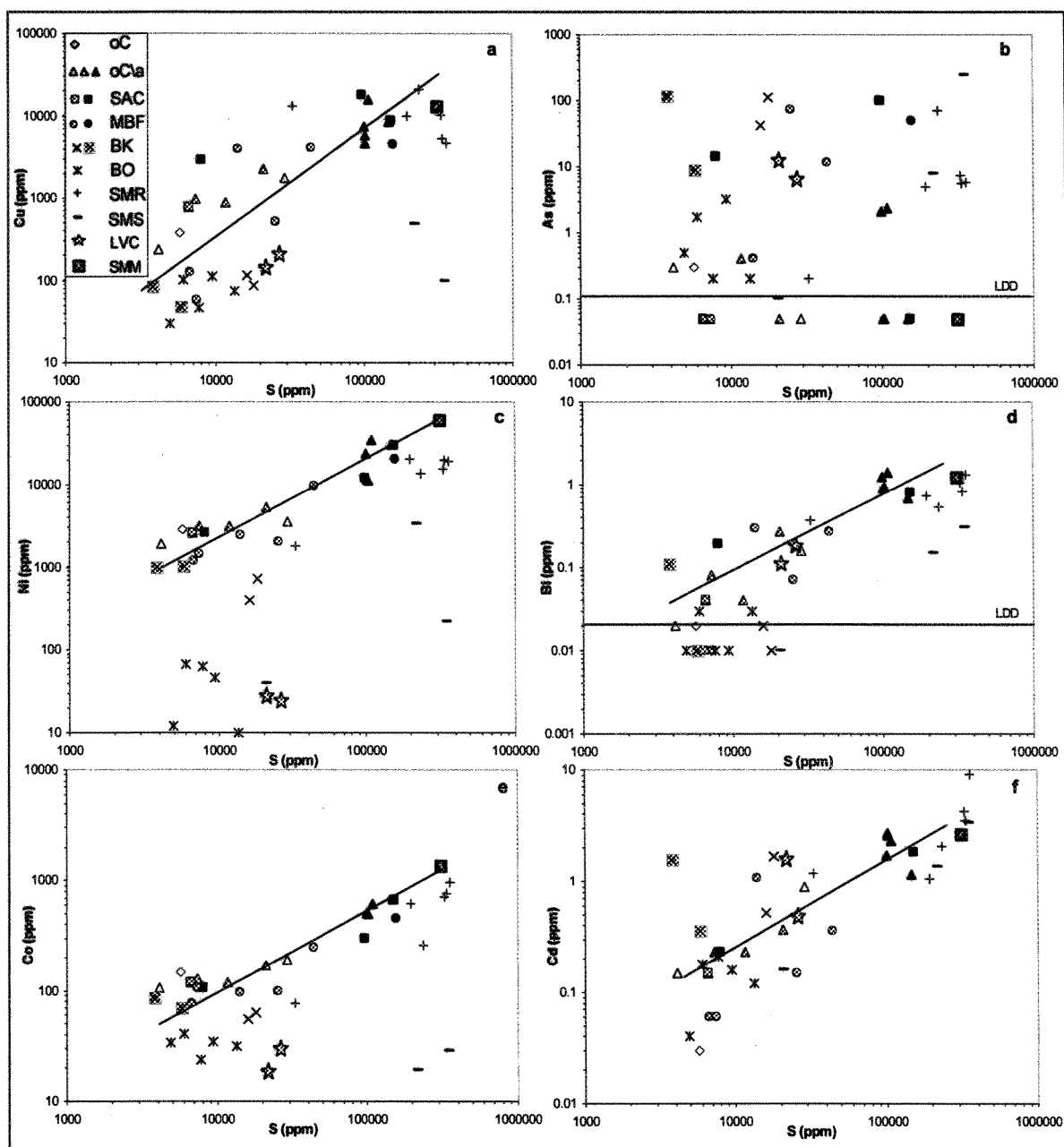


Figure 4.11 : Diagrammes des éléments chalcophiles en fonction du soufre.

a) Cu vs S, b) As vs S, c) Ni vs S, d) Bi vs S, e) Co vs S, f) Cd vs S. Les lignes indiquent une approximation visuelle des tendances générales des échantillons. oC = cumulat à olivine, oC/a = cumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SAC = schiste à actinote et chlorite, MBF = metabordure figée, BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires, LVC = litharénite volcanique carbonatisée, SMM = sulfure massif magmatique. Les symboles de couleur grise font référence aux échantillons fortement métamorphisés et ceux de couleur noire représentent les roches minéralisées (>10% sulfures). LDD = limite de détection.

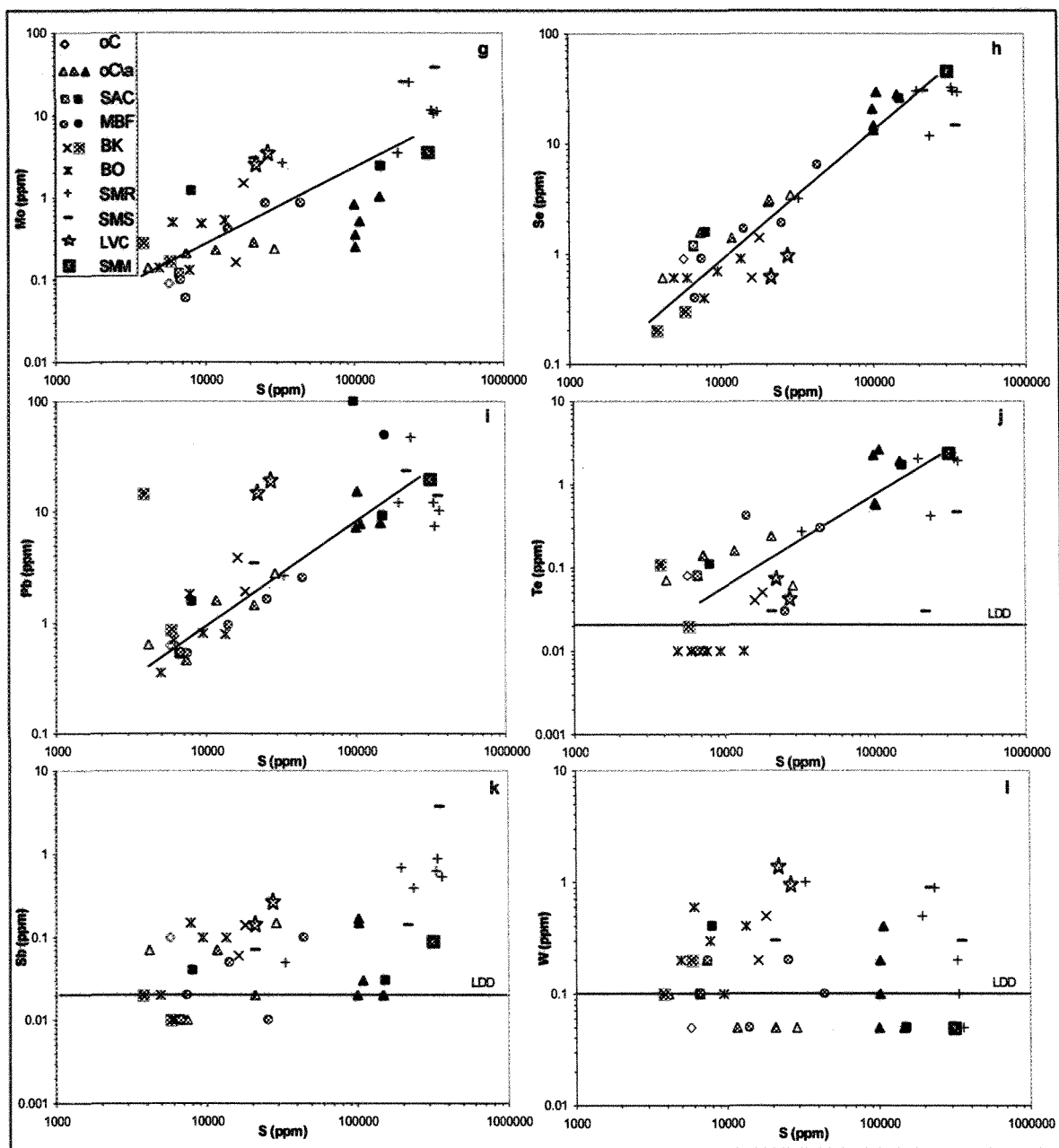


Figure 4.11 (suite): Diagrammes des éléments chalcophiles en fonction du soufre.

g) Mo vs S. h) Se vs S. i) Pb vs S. j) Te vs S. k) Sb vs S. l) W vs S

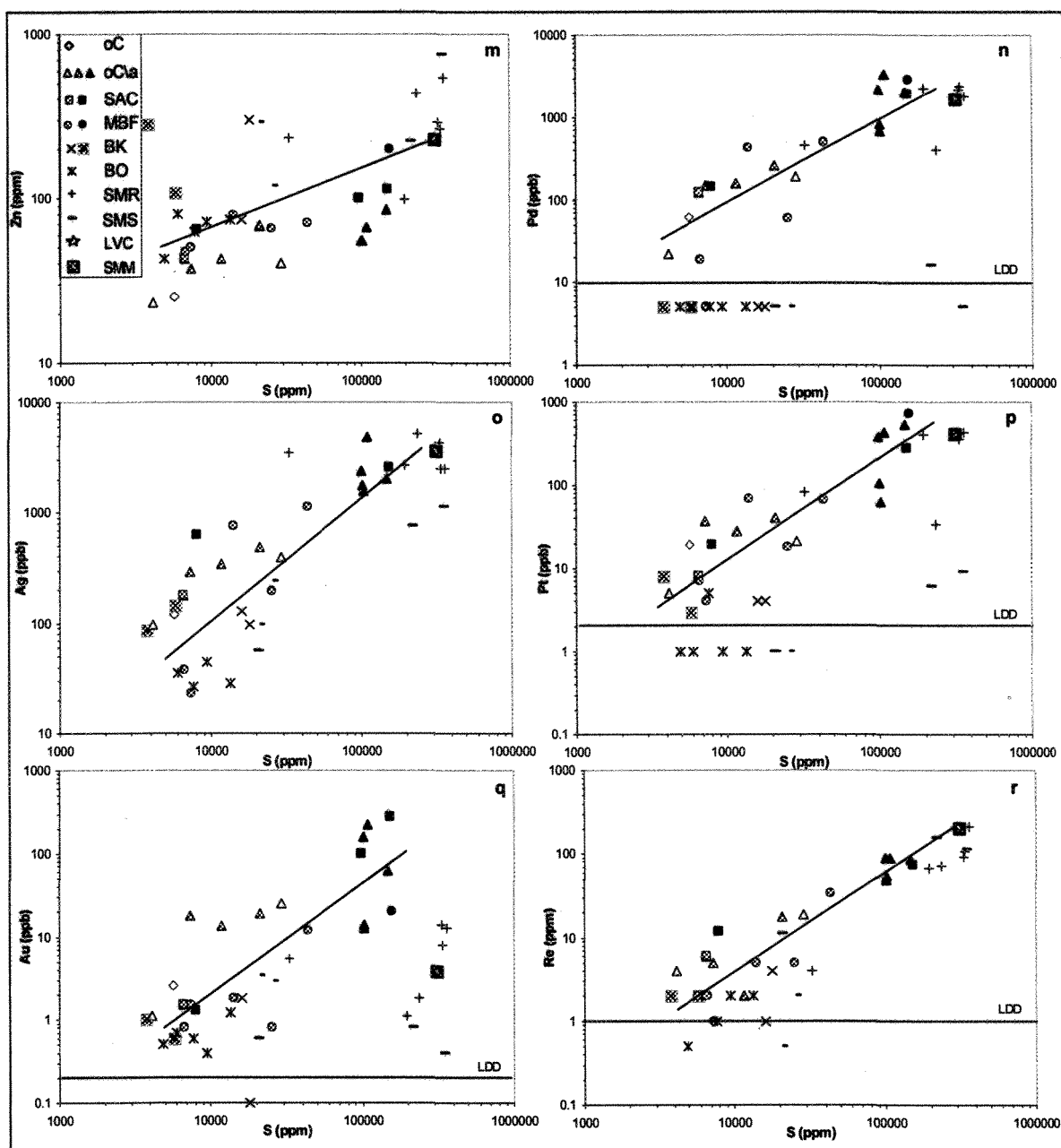


Figure 4.11 (suite): Diagrammes des éléments chalcophiles en fonction du soufre.

m) Zn vs S. n) Pd vs S. o) Ag vs S. p) Pt vs S. q) Au vs S. r) Re vs S.

OREAS 13P (tableau 4.1), il est par contre important de faire attention aux valeurs obtenues pour le Co, le Pb, le Sc, le Zn et le Pt. En effet, la méthode d'analyse utilisée dissout la pulpe de roche dans une solution d'eau régale. Cette solution d'eau régale dissout les oxydes et silicates seulement en partie. Il en résulte donc des concentrations analysées plus faibles que celles étant réellement incluses dans les échantillons. Ceci ne devrait toutefois pas affecter la tendance générale des échantillons.

Seul l'arsenic, l'étain et le tungstène ne montrent aucune tendance des échantillons sur ce type de diagramme (fig. 4.11 b, k et l). Pour cette raison, la normalisation à 100% de sulfures de ces trois éléments n'est pas justifiée. Les diagrammes permettent aussi de constater qu'un bon nombre de roches ultramafiques ainsi que le sulfure massif magmatique ont des valeurs inférieures à la limite de détection pour l'As et le W. L'As est un élément mobile et pourrait ne pas se trouver nécessairement à l'intérieur des sulfures. Il devient donc ardu d'utiliser cet élément à titre indicateur de contamination dans les sulfures.

Le diagramme du nickel en fonction du soufre est particulièrement intéressant lorsque l'on compare les échantillons de la zone Frontier avec divers gisements de Ni-Cu de la ceinture de Cape Smith (fig. 4.12). Rappelons d'abord que les sulfures de Ni-Cu-(ÉGP) de la ceinture de Cape Smith se trouvent dans deux horizons stratigraphiques différents, soit l'horizon de Raglan et l'horizon de Delta (Giovenazzo et al., 1989). Les gisements de la zone 2-3, Katinniq, et Cross Lake font partie de l'horizon de Raglan au contact entre les Groupes de Povungnituk et de Chukotat. Les gisements de Delta et Bravo se trouvent au

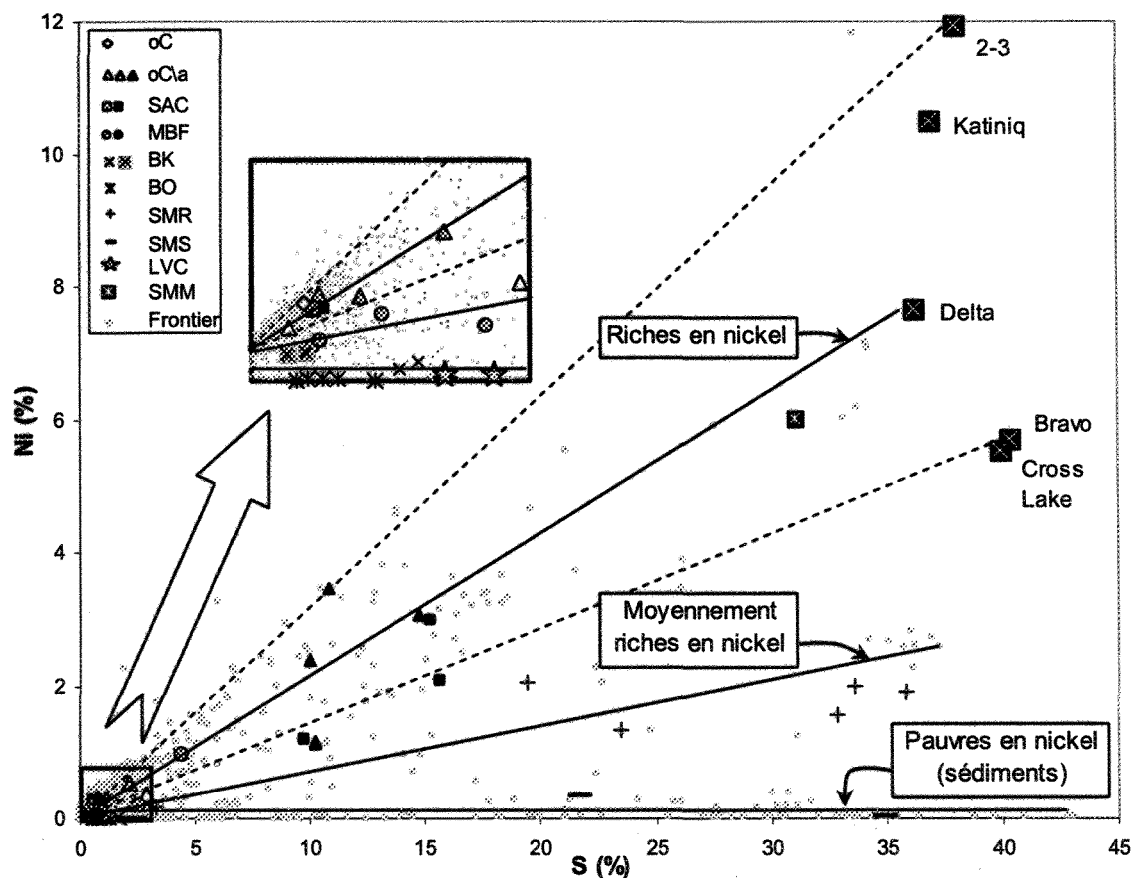


Figure 4.12 : Diagramme du nickel en fonction du soufre comparant les échantillons de la zone Frontier avec les gisements et indices de Ni-Cu-ÉGP de la ceinture de Cape Smith.

Le diagramme illustre trois tendances générales (lignes pleines) correspondant à trois types de minéralisations différentes : (1) une minéralisation riche en nickel indiquant une moyenne d'environ 7.5% Ni normalisé à 100% sulfures ; (2) une minéralisation moyennement riche en nickel consistant surtout en des sulfures magmatiques remobilisés ; (3) une minéralisation pauvre en nickel faisant référence aux roches sédimentaires et à la majorité des basaltes. La plupart des échantillons inclus dans la première catégorie se situent entre les lignes pointillées menant aux gisements de 2-3 et de Cross Lake. La minéralisation riche en nickel montre donc des valeurs de grande variabilité qui oscillent généralement entre 5% et 12%. Les données concernant les gisements et indices de 2-3, Katinniq, Delta, Bravo et Cross Lake sont normalisées à 100% de sulfures et sont tirées de Barnes et al. (1992). Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.11.

niveau de l'horizon de Delta dans le Groupe de Povungnituk. Les premiers sont associés à des coulées ou lacs de lave tandis que les seconds sont plutôt en lien avec des filons-couches ou dykes. Les deux types sont dérivés de basaltes komatiitiques. La géochimie des différents gisements a été étudiée par Dillon-Leitch et al. (1986), Barnes et Giovenazzo (1990), Tremblay (1990), Giovenazzo (1991), Barnes et al. (1992), Barnes et Picard (1993) et Gillies (1993). La figure 4.12 illustre bien la richesse en nickel respective de ces gisements. Afin de permettre une comparaison adéquate entre eux, les données disponibles dans les références citées plus haut sont celles recalculées à 100%. D'après leur contenu en nickel, les sulfures de la zone 2-3 et Katinniq sont les plus riches avec des moyennes respectives de 12 et 10.5% Ni, ceux de Bravo et Cross Lake s'avèrent être les plus pauvres en nickel tandis que les sulfures de Delta montrent des valeurs intermédiaires.

En ce qui concerne la zone Frontier, l'existence de trois tendances différentes observables sur le diagramme Ni versus S semble indiquer trois types de minéralisations distinctes. En premier lieu, on note une minéralisation riche en nickel dont les concentrations se situent entre celles des gisements de la zone 2-3 et de Cross Lake. Ce premier type de minéralisation indique une moyenne d'environ 7.5% Ni normalisé à 100% sulfures. Les échantillons fortement minéralisés entrant dans cette catégorie montrent une grande variabilité avec des valeurs approximatives oscillant entre 5% (éch. C-04-49) et 12% (éch. C-04-32). La deuxième minéralisation observée est moyennement riche en nickel et consiste essentiellement en des sulfures magmatiques remobilisés. Elle présente une concentration moyenne d'environ 2.5% de nickel à 100% de sulfures. La valeur normalisée maximale obtenue pour les échantillons de sulfures magmatiques remobilisés

faisant partie de cette étude est de 4% Ni (éch. C-04-40). La troisième et dernière minéralisation présente à la zone Frontier comprend les échantillons sulfureux ne contenant pas ou pratiquement pas de nickel. Ceux-ci font références aux roches sédimentaires et à la majorité des basaltes.

En regardant la disposition des échantillons pétrographiques sur la figure 4.12, on remarque que les sulfures magmatiques remobilisés sont ceux situés au niveau de la tendance intermédiaire. Ces minéralisations sont le résultat d'une remobilisation syngénétique et/ou tectonique tardive. La remobilisation syngénétique fait référence au passage ou au glissement des sulfures à travers la bordure figée par des trous ou fissures vers les sédiments avant lithification. La remobilisation tectonique des sulfures s'effectue plutôt de façon épigénétique pendant le métamorphisme et la déformation subséquente des roches. L'appauvrissement en nickel de ces sulfures peut être expliqué par un déplacement plus important de la chalcopyrite et de la pyrrhotite comparativement à la pentlandite lors des phénomènes de remobilisation. En effet des études de déformation effectuées sur la chalcopyrite et la pyrrhotite (Clark et Kelly, 1973; Atkinson, 1974, Atkinson 1975 : tel que cité par McQueen, 1987; Kelly et Clark, 1975; Roscoe, 1975) indiquent que ces sulfures deviennent ductiles à partir de 250°C à 0.25 kb. Si la pression de confinement augmente, la température et la pression nécessaires pour atteindre le point de ductilité sont plus bas. Le même type d'études pour la pentlandite est plutôt limité mais en dessous de 400°C à 1.5 kb cette dernière montre une granulation locale et une fracturation cassante (McDonald et Paterson, 1980 : tel que cité par McQueen, 1987). La pyrrhotite et la chalcopyrite auraient donc tendance à voyager plus facilement que la pentlandite.

Les trois tendances de minéralisation de la zone Frontier sont surtout basées sur les échantillons riches en sulfures. Les échantillons fortement minéralisés actuellement disponibles à Frontier ne sont toutefois pas majoritaires. En regardant plus attentivement les roches faiblement minéralisées, on remarque que ces dernières semblent se diriger d'avantage vers les gisements de 2-3 et de Katinniq que vers celui de Delta. Malgré le fait que bon nombre d'échantillons à Frontier contiennent très peu de sulfures, la forte teneur en nickel de ces derniers indique un contexte propice à l'enrichissement des sulfures en métaux. Cette constatation ouvre de nombreuses portes quand au potentiel de découvertes futures favorables. La possibilité de zones fortement minéralisées très riches en nickel n'est pas à écarter. Des échantillons supplémentaires pourraient ainsi s'ajouter au diagramme du nickel en fonction du soufre en modifiant la tendance générale de la minéralisation la plus riche pour la diriger vers Katinniq et même vers la zone 2-3.

Le palladium est un indicateur de ségrégation des sulfures bien plus précis que le nickel. En sachant que la différence des coefficients de partage du Pd et du Cu dans le liquide sulfuré est très grande ($\sim 100\ 000$ vs 1000 ; Stone et al., 1990 ; Francis, 1990), l'usage d'un diagramme comme celui du Cu/Pd versus le Pd devient très utile. S'il n'y a eu aucune ségrégation des sulfures, le Cu aura tendance à être similaire au Pd et les rapports Cu/Pd du liquide fractionné et du cumulat seront les mêmes que celui du magma primaire (Barnes et al., 1993). Les silicates et oxydes ne contiennent pas une quantité significative de Cu et de Pd comparativement aux sulfures et donc n'affecteront pas le rapport Cu/Pd. La normalisation à 100% sulfures n'est alors pas nécessaire. On peut ainsi éviter les problèmes

de mobilité du S et de campagnes d'exploration où l'on est souvent limité par la seule analyse du Ni, Cu, Pt et Pd dans les échantillons minéralisés.

La figure 4.13 montre un graphique du Cu/Pd versus Pd où les échantillons de Frontier et les gisements de Cape Smith sont représentés. De façon générale, on peut dire que la grande majorité des roches ultramafiques montrent des valeurs de Cu/Pd égales au manteau. Ce qui indique qu'elles ne sont pas appauvries en Pd par rapport au Cu. On peut donc dire globalement qu'il n'y aurait pas eu de ségrégation précoce des sulfures. Deux échantillons de sulfures magmatiques remobilisés et un de schiste à actinote chlorite riches en sulfures ont des rapports Cu/Pd très élevés et se trouvent dans le champ appauvri du graphique. Ceci est dû au fait que la remobilisation et les phénomènes de déformation ayant joué un rôle prépondérant dans la composition de ces sulfures vont de pair avec une concentration préférentielle de la chalcopyrite.

Le diagramme Cu/Pd illustre une dispersion des échantillons le long de lignes pleines entre 100% sulfures et la composante silicatée. Ces lignes sont tracées d'après la composition d'un liquide sulfuré à des facteurs $R=100$, 300 et 1000. Il est important de rappeler ici que le facteur R est le rapport effectif entre le magma et la partie sulfurée du système. Étant contrôlé par la composition du liquide silicaté et par la quantité de sulfures impliqués, le contenu en métal des sulfures peut être modélisé à partir de l'équation de Campbell et Naldrett (1979) tel que montré dans le chapitre d'introduction de ce mémoire. Pour créer des sulfures riches en métaux, le liquide sulfuré doit interagir avec un grand volume de magma (Barnes et Maier, 1999; Leshner et Burnham, 1999). Cette affirmation est

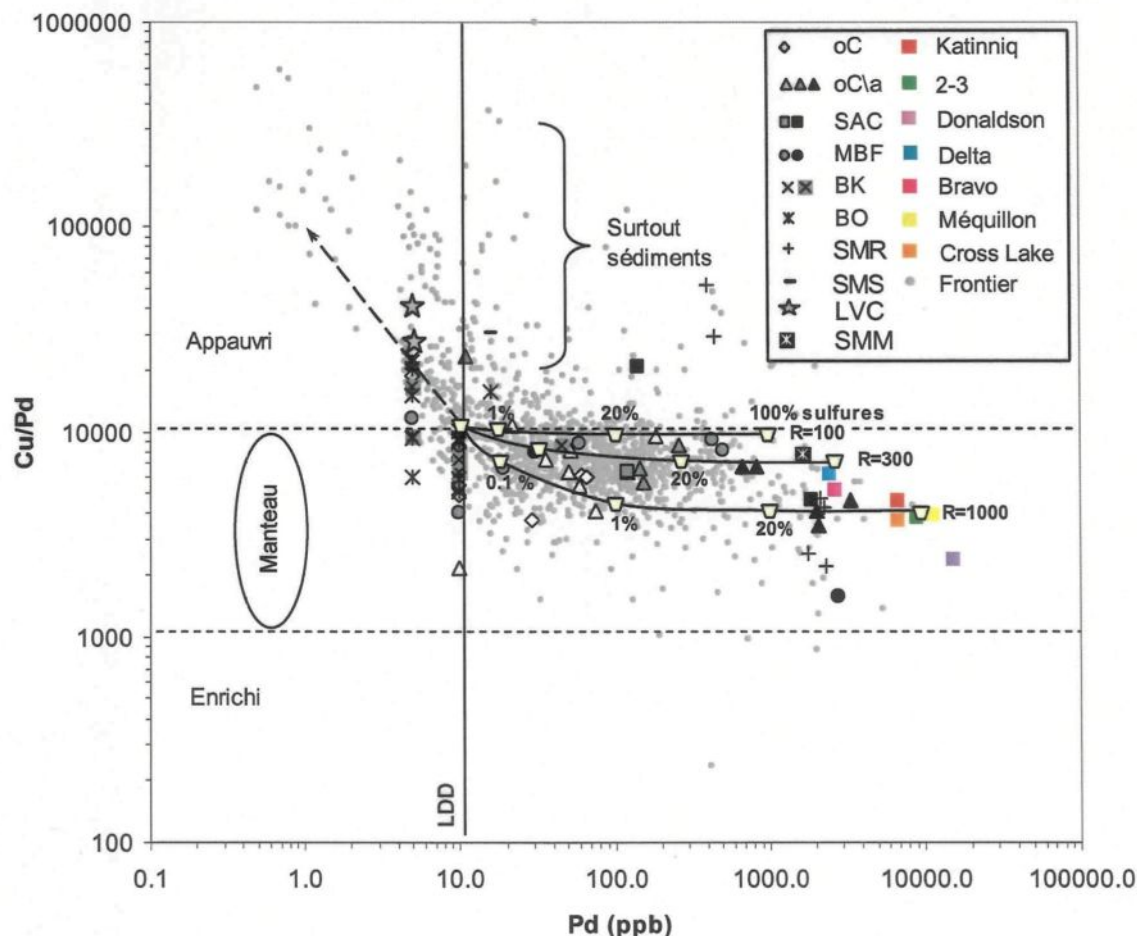


Figure 4.13 : Diagramme du rapport Cu/Pd en fonction du Pd montrant les échantillons de la zone Frontier et les gisements de la Ceinture de Cape Smith (d'après Barnes et al., 1993).

La position des échantillons suggère que la majorité d'entre eux contiennent de 1 à 20% sulfures et ont été formés à des facteurs R de 100 à 500. Quelques roches ultramafiques riches en sulfures font toutefois référence à un facteur R d'environ 1000. Ces échantillons pourraient indiquer un environnement magmatique un peu plus dynamique au niveau des unités concernées situées à Frontier South et Frontier Central. La ligne pointillée indique le retrait ou ségrégation de sulfures en profondeur. Les valeurs pour les gisements de Cape Smith sont celles normalisées à 100% de sulfures. Les données concernant les gisements et indices de Katinniq, 2-3, Donaldson, Delta, Bravo, Méquillon et Cross Lake sont normalisées à 100% de sulfures et sont tirées de Barnes et al. (1992) et Tremblay (1990). Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.11. LDD = limite de détection.

d'autant plus vraie pour les ÉGP. En effet, les coefficients de partage entre la partie silicatée et la partie sulfurée des systèmes komatiitiques pour le Ni et pour les ÉGP sont de 100-1000 et de 10^3 - 10^5 respectivement (d'après les comptes rendus de Lesher et Stone 1996; Mathez 1999). Il faudrait donc un facteur R de 1000 pour atteindre l'enrichissement maximum en nickel et parallèlement, un facteur R beaucoup plus élevé, soit supérieur à 10 000, pour atteindre les plus hautes concentrations en ÉGP (Barnes et Lightfoot, 2005). Dans ce dernier cas, un système extrêmement dynamique est indispensable.

Le diagramme du Cu/Pd en fonction du Pd montre que la grande majorité des échantillons de Frontier contiennent entre 0 et 20% de sulfures et ont été formés à des facteurs R de 100 à 500 (fig. 4.13). De façon générale, les facteurs R assez bas auxquels sont associés la plupart des échantillons de la zone Frontier indiquent que ces derniers ont été en contact avec un faible volume de magma. Ils sont donc conséquemment moins riches en métaux. Cependant, quelques roches ultramafiques riches en sulfures font références à un facteur R d'environ 1000. Ceci correspond d'avantage aux minéralisations de Katinniq, 2-3, Cross Lake et Méquillon. Le facteur R élevé de ces échantillons provenant des trous de forage WR-03-09 et WR-03-14 pourrait faire référence à un environnement magmatique un peu plus dynamique au niveau des unités concernées situées à Frontier South et Frontier Central. L'échantillon de sulfure massif magmatique provient également de l'unité minéralisée interceptée par le trou de forage WR-03-09. Il indique cependant un facteur R d'environ 300, ce qui s'apparente d'avantage à la minéralisation de la région de Delta. La différence de concentration en Pd des échantillons provenant d'une même zone minéralisée pourrait être expliquée par le fait que les sulfures matriciels et disséminés auraient été en

contact avec une plus grande quantité de magma que les sulfures massifs (Barnes et Lightfoot, 2005). Les sulfures magmatiques remobilisés montrent également des facteurs R de 1000 et plus. Toutefois, le rapport Cu/Pd de ce type de sulfure est souvent faussé par les processus de remobilisation pour les raisons expliquées précédemment. Ce type de diagramme ne fonctionne donc pas très bien pour de tels échantillons.

4.6 La contamination

L'étude géochimique des éléments incompatibles et des ÉTR permet de cibler certains processus géologiques affectant leur distribution, notamment la contamination. Certes, toute roche ayant subi une altération hydrothermale ou un métamorphisme présentera une mobilité de certains éléments. Il est donc important de ne considérer que les éléments immobiles. Dans le cas des roches étudiées, les éléments des terres rares sauf l'Eu ainsi que le Th, Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y, V et Al sont immobiles ou relativement immobiles (Barnes, 1985; Barnes et al., 1995; Leshner et Stone, 1996; Barnes et al., 2004). La distribution de ces éléments est représentée sur le diagramme des éléments incompatibles (fig. 4.14) et sur le diagramme des spectres des terres rares (fig. 4.15). Les teneurs des éléments incompatibles et des terres rares sont normalisées au manteau et aux chondrites (McDonough et Sun, 1995).

Les roches d'origine sédimentaire sont toutes enrichies en éléments des terres rares légers (ÉTRL) et en Th. On remarque aussi la présence de deux groupes de roches sédimentaires nettement différents au point de vue géochimie. Le premier groupe qui consiste en les sulfures massifs sédimentaires et une cornéenne à chlorite et actinote se

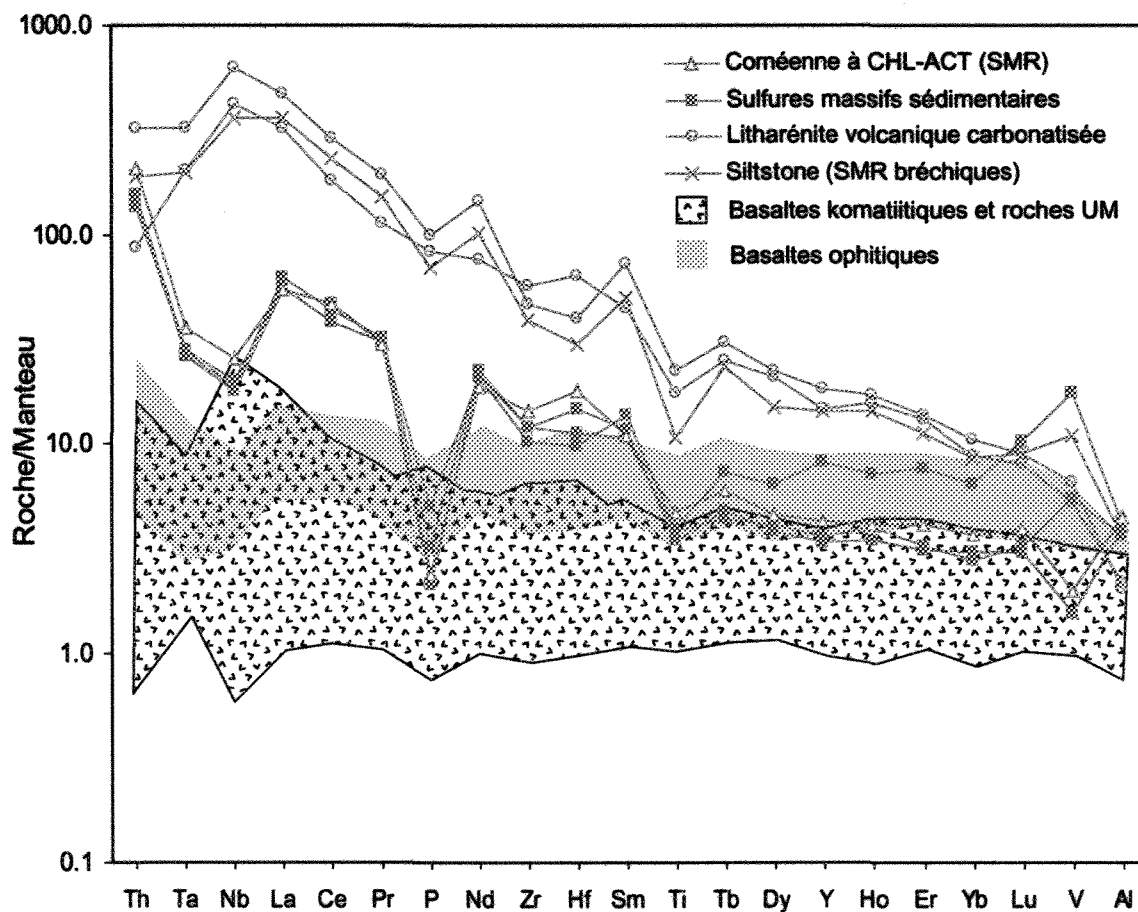


Figure 4.14 : Diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau (normalisation : McDonough et Sun, 1995).

On remarque deux types de sédiments : (1) un groupe montrant des concentrations générales moins élevées pour les éléments incompatibles et les terres rares et une anomalie négative en Nb (typique du Povungnituk), et (2) un groupe indiquant une anomalie positive en Nb probablement causée par la présence de fragments de basaltes alcalins riches en cet élément. Le basalte ophitique semble avoir été légèrement contaminé par le premier groupe de sédiments (anomalies négatives en Ta, Nb, P et Ti). Les basaltes komatiitiques et roches ultramafiques présentent un patron assez plat. La variabilité du Th et du Nb pourrait être expliquée par la contamination de quelques échantillons, par les valeurs situées souvent en dessous ou très près de la limite de détection et par l'interférence avec d'autres éléments. SMR = contient des sulfures magmatiques remobilisés, UM = ultramafiques.

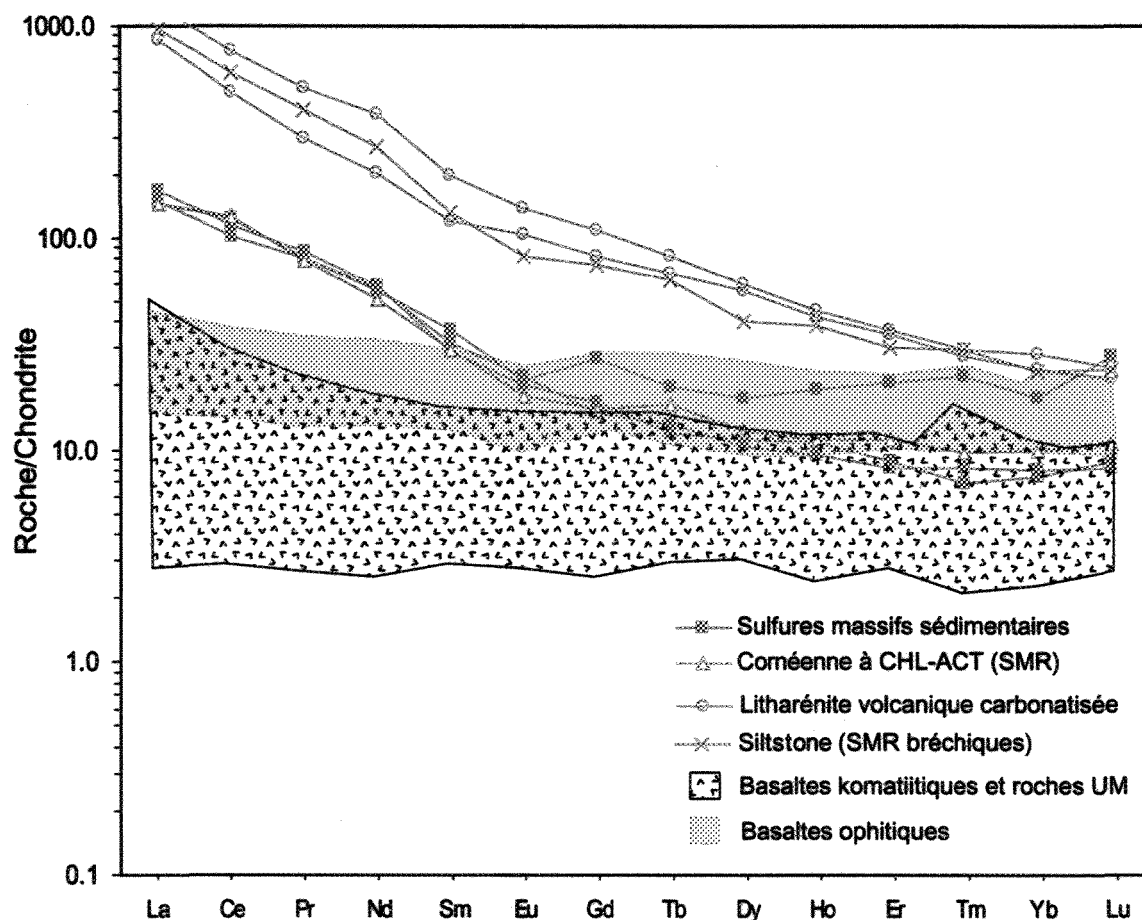


Figure 4.15 : Diagramme des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995).

Certains échantillons de komatiites et de basaltes komatiitiques montrant un léger enrichissement en ÉTR légers semblent contaminés. Le La varie de 3 à 50 fois chondrites avec des rapports $(La/Yb)_n$ allant de 1 à 7.5 pour cette suite de roches. Les basaltes ophitiques présentent un profil plutôt plat. SMR = contient des sulfures magmatiques remobilisés, UM = ultramafiques.

distingue d'un deuxième groupe comprenant les litharénites carbonatisées et le siltstone avec sulfures magmatiques remobilisés bréchiques (fig. 4.14 et 4.15). Le premier groupe montre des concentrations moins élevées pour la majorité des éléments incompatibles et des terres rares et une anomalie négative en Nb. Cet appauvrissement en Nb est caractéristique des sédiments du Groupe de Povungnituk déjà étudiés dans la ceinture de Cape Smith (Burnham et al., 1999) et des concentrations très faibles observées dans la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1995). Le deuxième groupe de roches sédimentaires montre une anomalie positive en Nb. Ces teneurs en Nb sont anormalement élevées chez ce groupe d'échantillons sédimentaires avec des concentrations d'environ 400 à 600 fois le manteau. La source de ce Nb est ambiguë mais certaines études font allusion à des roches alcalines volcaniques contenant une forte proportion de cet élément telles des andésites potassiques, des trachyandésites ou des phonolites dans la partie centrale de la fosse de l'Ungava (Picard, 1986; Picard et al., 1990). La région du lac Nuvilik par exemple serait l'hôte de phonolites contenant en moyenne 232 ppm de niobium. Il serait donc très probable que les fragments de roches volcaniques et de feldspaths observés en lames minces dans les litharénites carbonatisées et le siltstone avec sulfures magmatiques remobilisés bréchiques proviennent de l'érosion de ces basaltes alcalins riches en Nb. Une autre possibilité serait un métasomatisme phénoménal ayant provoqué un enrichissement en Nb et affectant par le fait même toute la lithogéochimie. Cette dernière option est toutefois peu probable car tel que mentionné précédemment, le niobium est un élément relativement immobile.

Les unités ultramafiques et les basaltes komatiitiques présentent un profil d'éléments incompatibles et des terres rares assez plat (fig. 4.14 et 4.15). Seuls quelques échantillons comme le S-04-03, 20787, C-04-39 et C-05-60 montrent un léger enrichissement en Th avec des concentrations d'environ 6 à 8 fois manteau ce qui pourrait indiquer une certaine contamination. Les valeurs du Th tout comme le Ta sont par contre à prendre avec circonspection car elles se trouvent très près ou en dessous de la limite de détection. La variabilité du Nb peut être expliquée par la contamination de quelques échantillons mais aussi par la possibilité d'interférences spectrales avec le chrome ce qui en complique l'interprétation. Sur le diagramme des spectres des terres rares, on remarque que le La varie de 3 à 50 fois chondrites avec des rapports $(La/Yb)_n$ allant de 1 à 7.5 pour cette suite de roches (fig. 4.15). En ce qui concerne le basalte ophitique, il montre un patron plutôt plat mais avec des anomalies négatives en Ta, Nb, P et Ti similaires à celles observées chez les sulfures massifs sédimentaires et la cornéenne (fig. 4.14). Cette ressemblance pourrait être interprétée comme étant le produit d'une légère contamination globale des basaltes ophitiques par des sédiments que l'on trouve typiquement dans le Groupe de Povungnituk.

Tel que mentionné ci-haut, l'enrichissement en éléments des terres rares légères et/ou Nb chez quelques échantillons de basaltes komatiitiques et de roches ultramafiques peut refléter des phénomènes de contamination. La contamination s'effectue par l'assimilation de sédiments dans le magma. L'assimilation de roches sédimentaires par le magma affecte les teneurs en éléments fortement enrichis dans les sédiments, ces éléments se trouvant en très faibles quantités dans un magma non contaminé. Le diagramme du La/Yb normalisé aux chondrites versus le MgO met en relief une dizaine d'échantillons qui se trouvent en

dehors du champ normal de cristallisation pouvant faire penser à une certaine incorporation sédimentaire (fig. 4.16). Ces échantillons au rapport La/Yb élevé sont presque tous fortement métamorphisés. Ce phénomène est également observable au niveau du diagramme du Nb en fonction du MgO (fig. 4.17). Un total de huit échantillons montre des teneurs en Nb plus élevées que la moyenne. Ceci laisse croire à une assimilation de roches sédimentaires tel la litharénite carbonatisée lors de l'arrivée du magma. Tout comme les précédents, ces échantillons sont tous fortement altérés.

De façon générale, il serait donc possible que l'altération intense ait pu affecter la géochimie de quelques échantillons et en expliquer ainsi leur tendance à se diriger vers le pôle des sédiments. Toutefois le phénomène de contamination n'est pas à écarter. Il se pourrait également que les deux processus géologiques, soit le métamorphisme et la contamination, aient joué conjointement un rôle dans la distribution de certains éléments incompatibles et éléments des terres rares. Les quelques échantillons légèrement contaminés et/ou ayant expérimenté l'effet de l'altération s'avèrent être de façon générale des metabordures figées ou des metabasalts komatiitiques à proximité d'un contact géologique. Cependant, il arrive aussi que de rares cumulats à olivine ou cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique aient subi le même sort.

4.7 L'analyse des clinopyroxènes par LA-ICPMS

Les phases minérales solides primaires dans les roches mafiques-ultramafiques étaient en équilibre avec le liquide magmatique à l'origine. Si ces minéraux ne sont ni altérés ni métamorphisés, leur composition peut enregistrer l'effet des processus

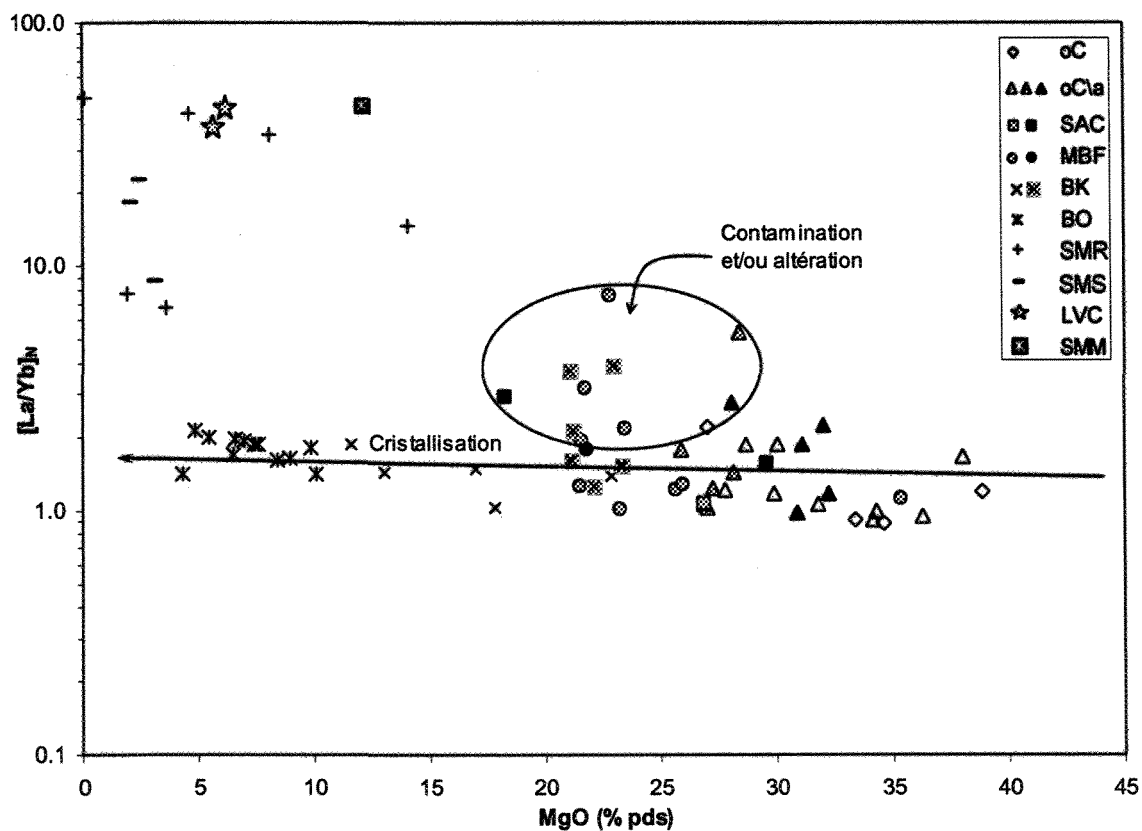


Figure 4.16 : Diagramme du rapport La/Yb normalisé aux chondrites versus le MgO.

On remarque que la majorité des échantillons ayant un rapport La/Yb élevé sont fortement métamorphisés. Ces échantillons auraient donc pu avoir été affectés d'avantage par l'altération que par la contamination. Cependant cette dernière option n'est pas à négliger, les deux phénomènes ayant pu agir conjointement. Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.11. Les valeurs présentées ont été recalculées à 100% silicate et 100% sur une base anhydre.

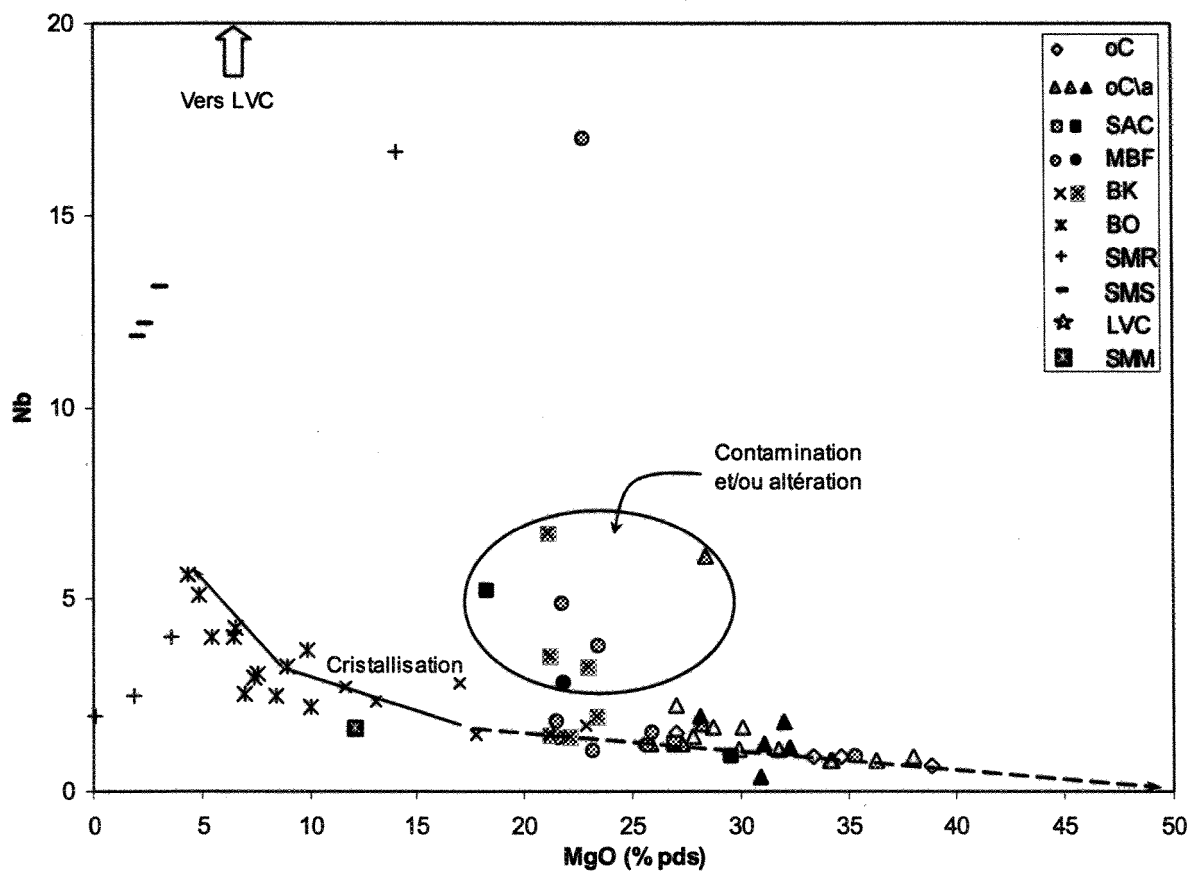


Figure 4.17 : Diagramme du Nb versus le MgO.

On remarque que la majorité des komatiites et basaltes komatiitiques ayant des concentrations en Nb légèrement plus élevées sont fortement métamorphisés. Ces échantillons auraient donc pu avoir été affectés d'avantage par l'altération que par la contamination. Cependant cette dernière option n'est pas à négliger, les deux phénomènes ayant pu agir conjointement. Pour les détails concernant la symbologie, voir la figure 4.11. Les valeurs présentées ont été recalculées à 100% silicate et 100% sur une base anhydre.

magmatiques expérimentés par le liquide comme la cristallisation fractionnée, l'assimilation de matériel crustal ainsi que la formation et ségrégation d'un liquide sulfuré immiscible. La concentration des éléments sidérophiles tel le nickel et le cobalt ainsi que des terres rares et autres éléments lithophiles incompatibles dans les phases minérales primaires est donc particulièrement intéressante. Dans le cas des roches ultramafiques de la zone Frontier, l'olivine étant complètement serpentinisée ou chloritisée, l'analyse du clinopyroxène poecilitique souvent non altéré s'avère être la meilleure option pour ce genre d'expérimentation.

Il est reconnu qu'une interprétation correcte de l'abondance des éléments traces requière une connaissance précise des coefficients de partage (D) entre le minéral en question et le liquide. Plusieurs études tel que citées par Toplis et Corgne (2002) montrent que certains facteurs influencent le coefficient de partage pour chaque élément. C'est le cas entre autre de la taille et de la charge de l'élément, de la température et de la pression, des conditions d'oxydoréduction ainsi que de la composition du cristal et du liquide. Le tableau 4.6 comprend les coefficients de partage les plus appropriés entre le clinopyroxène et le liquide pour le contexte étudié. Les données étant quasi inexistantes pour les coefficients de partage dans les basaltes komatiitiques, les études portant sur les roches dont le pourcentage en MgO est le plus élevé ont été considérées.

Les résultats obtenus pour l'analyse de clinopyroxènes par LA-ICPMS pour 7 échantillons ultramafiques de la zone Frontier dont 5 orthocumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique et 2 metabordures figées sont présentés aux tableaux 4.7 à

Tableau 4.6. Coefficients de partage entre le clinopyroxène et le liquide magmatique

| Élément | $D_{(l)cpz}$ | Référence | Roche ou système* |
|---------|--------------|-----------------------|------------------------------|
| Sc | 2.46 | Hill et al. 2000 | Syst. NCMAS (11.2% MgO) |
| Ti | 0.512 | " | " |
| V | 0.6 | Toplis et Corgne 2002 | Ferrobasalte évolué (Mg#=37) |
| Cr | 8.3 | Hill et al. 2000 | Syst. NCMAS (11.2% MgO) |
| Co | 0.35 | Toplis et Corgne 2002 | Ferrobasalte évolué (Mg#=37) |
| Ni | 1 | " | " |
| Sr | 0.063 | Hill et al. 2000 | Syst. NCMAS (11.2% MgO) |
| Y | 0.64 | " | " |
| Nb | 0.019 | " | " |
| Ba | 0.02 | " | " |
| La | 0.089 | " | " |
| Ce | 0.148 | " | " |
| Pr | 0.26 | " | " |
| Nd | 0.38 | " | " |
| Sm | 0.49 | " | " |
| Eu | 0.75 | " | " |
| Gd | 0.7 | " | " |
| Tb | 0.16 | " | " |
| Dy | 1.05 | " | " |
| Ho | 0.77 | " | " |
| Er | 0.76 | " | " |
| Tm | 1.1 | " | " |
| Yb | 0.8 | " | " |
| Lu | 0.61 | " | " |
| Hf | 0.58 | " | " |
| Ta | 0.06 | " | " |
| Th | 0.012 | Hauri et al. 1994 | Basalte (9.52% MgO) |
| U | 0.01 | " | " |

*Les données étant quasi inexistantes pour les coefficients de partage dans les basaltes komatiitiques, les études portant sur les roches dont le pourcentage en MgO est le plus élevé ont été considérées.

Tableau 4.7. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon S-04-01

| CPX | CPX 1 | | | | | | CPX 2 | | | | CPX 3 | | | | CPX 4 | | | Moy. |
|----------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | n=18 |
| Sc (ppm) | 84.45 | 90.63 | 83.72 | 96.68 | 95.65 | 82.9 | 77.35 | 75.42 | 73.69 | 62.81 | 75.32 | 77.65 | 65.83 | 74.39 | 73.02 | 66.2 | 60.69 | 77.435 |
| Ti | 3989 | 4120 | 4346 | 3883 | 4131 | 4127 | 1809 | 1608 | 1685 | 1562 | 1960 | 1879 | 1340 | 1812 | 1791 | 1625 | 1499 | 2539.2 |
| V | 444.2 | 459.3 | 443.7 | 461.7 | 465.1 | 469.5 | 257.4 | 240.9 | 244.7 | 265.3 | 269.4 | 267.3 | 195.2 | 250.1 | 259.2 | 241.9 | 240 | 322.05 |
| Cr | 1660 | 2327 | 1595 | 2913 | 2420 | 1441 | 6280 | 6076 | 6160 | 6762 | 7053 | 5242 | 3407 | 4723 | 7185 | 7070 | 6287 | 4623.6 |
| Co | 38.54 | 36.38 | 43.38 | 40.97 | 34.29 | 35.68 | 36.86 | 39.42 | 34.74 | 40.5 | 37.32 | 37.02 | 40.59 | 35.72 | 35.44 | 38.24 | 39.03 | 37.889 |
| Ni | 327.6 | 301.1 | 419.6 | 385.6 | 300.6 | 309.1 | 363.6 | 386.7 | 341.1 | 401.9 | 364.1 | 361.5 | 391.3 | 341.2 | 350.7 | 366.4 | 389.2 | 358.90 |
| Sr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Y | 18.27 | 16.3 | 15.71 | 15.48 | 16.38 | 17.17 | 8.509 | 7.703 | 7.876 | 6.79 | 8.68 | 8.202 | 6.702 | 8.483 | 7.066 | 6.903 | 6.142 | 10.727 |
| Nb | 0.11 | 0.062 | 0.445 | 0.128 | 0.074 | 0.136 | 0.038 | 0.035 | 0.04 | 0.028 | 0.021 | 0.024 | <0.016 | <0.017 | 0.056 | 0.034 | 0.049 | 0.077 |
| Ba | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| La | 0.512 | 0.414 | 0.887 | 0.507 | 0.488 | 0.571 | 0.226 | 0.181 | 0.18 | 0.172 | 0.191 | 0.217 | 0.126 | 0.19 | 0.3 | 0.147 | 0.231 | 0.326 |
| Ce | 2.263 | 1.966 | 3.231 | 2.014 | 2.22 | 2.482 | 0.981 | 0.842 | 0.816 | 0.903 | 0.912 | 1.024 | 0.601 | 0.929 | 1.204 | 0.833 | 1.043 | 1.427 |
| Pr | 0.489 | 0.429 | 0.59 | 0.422 | 0.48 | 0.496 | 0.216 | 0.183 | 0.186 | 0.178 | 0.214 | 0.22 | 0.142 | 0.214 | 0.225 | 0.173 | 0.18 | 0.296 |
| Nd | 3.454 | 3.031 | 3.502 | 2.88 | 3.279 | 3.395 | 1.423 | 1.199 | 1.363 | 1.247 | 1.483 | 1.489 | 0.956 | 1.421 | 1.549 | 1.191 | 1.172 | 2.002 |
| Sm | 1.686 | 1.457 | 1.576 | 1.39 | 1.547 | 1.672 | 0.707 | 0.637 | 0.618 | 0.64 | 0.749 | 0.69 | 0.572 | 0.771 | 0.672 | 0.646 | 0.554 | 0.976 |
| Eu | 0.656 | 0.57 | 0.6 | 0.56 | 0.567 | 0.608 | 0.285 | 0.259 | 0.259 | 0.252 | 0.292 | 0.291 | 0.217 | 0.287 | 0.281 | 0.235 | 0.233 | 0.380 |
| Gd | 2.093 | 1.861 | 1.988 | 1.844 | 2.015 | 2.039 | 1.062 | 0.924 | 0.898 | 0.829 | 1.146 | 1.118 | 0.891 | 1.069 | 0.961 | 0.94 | 0.909 | 1.329 |
| Tb | 0.486 | 0.408 | 0.409 | 0.419 | 0.419 | 0.454 | 0.23 | 0.192 | 0.187 | 0.182 | 0.232 | 0.224 | 0.163 | 0.221 | 0.203 | 0.173 | 0.157 | 0.280 |
| Dy | 3.538 | 3.08 | 3.01 | 2.995 | 3.229 | 3.4 | 1.648 | 1.477 | 1.403 | 1.351 | 1.666 | 1.596 | 1.186 | 1.629 | 1.438 | 1.289 | 1.155 | 2.064 |
| Ho | 0.755 | 0.662 | 0.629 | 0.615 | 0.665 | 0.639 | 0.349 | 0.319 | 0.331 | 0.274 | 0.336 | 0.336 | 0.27 | 0.345 | 0.301 | 0.272 | 0.229 | 0.431 |
| Er | 1.974 | 1.848 | 1.745 | 1.751 | 1.819 | 1.912 | 0.948 | 0.849 | 0.881 | 0.734 | 0.932 | 0.862 | 0.753 | 0.927 | 0.755 | 0.734 | 0.719 | 1.185 |
| Tm | 0.28 | 0.258 | 0.252 | 0.231 | 0.254 | 0.262 | 0.139 | 0.125 | 0.12 | 0.111 | 0.136 | 0.132 | 0.102 | 0.138 | 0.107 | 0.103 | 0.103 | 0.168 |
| Yb | 1.896 | 1.745 | 1.635 | 1.662 | 1.702 | 1.855 | 0.909 | 0.776 | 0.824 | 0.713 | 0.905 | 0.888 | 0.7 | 0.855 | 0.741 | 0.666 | 0.691 | 1.127 |
| Lu | 0.257 | 0.234 | 0.229 | 0.226 | 0.234 | 0.252 | 0.12 | 0.114 | 0.114 | 0.096 | 0.116 | 0.119 | 0.096 | 0.124 | 0.1 | 0.086 | 0.084 | 0.153 |
| Hf | 0.937 | 1.063 | 0.947 | 0.952 | 1.039 | 0.974 | 0.294 | 0.221 | 0.235 | 0.22 | 0.334 | 0.338 | 0.193 | 0.299 | 0.262 | 0.263 | 0.168 | 0.514 |
| Ta | 0.013 | 0.011 | 0.044 | 0.013 | 0.017 | 0.016 | <0.002 | <0.004 | <0.002 | <0 | <0.003 | <0.003 | <-0.002 | <0.002 | <0.003 | <0.006 | <0.003 | 0.008 |
| Th | 0.226 | 0.008 | 0.051 | 0.212 | 0.014 | 0.02 | <0.002 | <0.002 | <0.002 | <0.002 | <0.001 | <-0.003 | <0.001 | <0 | <0.006 | <0.005 | <0.002 | 0.032 |
| U | 0.007 | <0.002 | 0.013 | 0.006 | 0.01 | 0.009 | <0.001 | <0.001 | <0.003 | <0.004 | <0 | <0 | <-0.003 | <0.001 | <0.002 | <0.001 | 0.008 | <0.004 |

n.d. = non déterminé, < indique que la valeur obtenue se trouve en dessous de la limite de détection

Tableau 4.8. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon S-04-12

| CPX | CPX1 | | | CPX2 | | | CPX3 | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | n=12 |
| Sc (ppm) | 95.52 | 115.1 | 76.16 | 139.4 | 96.42 | 141.6 | 85.69 | 94.52 | 101.1 | 88.03 | 84.76 | 116.5 | 102.9 |
| Ti | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| V | 213.3 | 335.2 | 173.8 | 735.6 | 275.5 | 569.1 | 217.2 | 257.9 | 265.6 | 245 | 241.6 | 428.2 | 329.83 |
| Cr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Co | 34.67 | 42.06 | 37.64 | 47.43 | 40.36 | 54.73 | 42.51 | 50.5 | 44.2 | 44.53 | 43.69 | 53.32 | 44.637 |
| Ni | 222.1 | 218.9 | 244.3 | 222.5 | 256.4 | 298.8 | 308.5 | 346.2 | 338.6 | 292.3 | 305.8 | 313.6 | 280.67 |
| Sr | 7.161 | 7.23 | 6.807 | 11.36 | 7.584 | 7.298 | 12.75 | 6.321 | 7.487 | 6.247 | 6.743 | 9.26 | 8.0207 |
| Y | 9.063 | 18.63 | 6.048 | 49.14 | 8.797 | 27.72 | 6.836 | 8.639 | 8.486 | 7.407 | 7.002 | 19.54 | 14.776 |
| Nb | 0.079 | 0.038 | 0.043 | 0.053 | 0.038 | 0.064 | <0.007 | 0.071 | 0.047 | 0.023 | 0.064 | 0.095 | 0.052 |
| Ba | 2.042 | 1.467 | 1.321 | 2.929 | 2.112 | 0.642 | 8.649 | 1.604 | 2.373 | 0.525 | 1.615 | 4.102 | 2.4484 |
| La | 0.32 | 0.714 | 0.218 | 1.513 | 0.26 | 0.654 | 0.344 | 0.294 | 0.365 | 0.183 | 0.213 | 0.784 | 0.4885 |
| Ce | 0.863 | 2.026 | 0.692 | 6.133 | 0.986 | 2.603 | 1.05 | 0.93 | 1.141 | 0.75 | 0.782 | 2.529 | 1.7071 |
| Pr | 0.201 | 0.443 | 0.152 | 1.425 | 0.21 | 0.623 | 0.199 | 0.206 | 0.222 | 0.181 | 0.176 | 0.536 | 0.3812 |
| Nd | 1.491 | 3.083 | 1.023 | 9.181 | 1.483 | 4.308 | 1.376 | 1.364 | 1.437 | 1.225 | 1.243 | 3.333 | 2.5456 |
| Sm | 0.595 | 1.482 | 0.515 | 4.649 | 0.685 | 2.199 | 0.616 | 0.777 | 0.607 | 0.522 | 0.567 | 1.552 | 1.2305 |
| Eu | 0.254 | 0.519 | 0.166 | 1.515 | 0.241 | 0.73 | 0.248 | 0.262 | 0.271 | 0.223 | 0.214 | 0.628 | 0.4393 |
| Gd | 1.101 | 2.374 | 0.731 | 6.901 | 1.096 | 3.263 | 0.8 | 1.124 | 1.254 | 0.929 | 0.92 | 2.468 | 1.9134 |
| Tb | 0.223 | 0.464 | 0.136 | 1.223 | 0.213 | 0.639 | 0.153 | 0.211 | 0.211 | 0.203 | 0.162 | 0.468 | 0.3588 |
| Dy | 1.505 | 3.459 | 1.132 | 9.613 | 1.568 | 4.871 | 1.192 | 1.688 | 1.459 | 1.382 | 1.206 | 3.562 | 2.7198 |
| Ho | 0.339 | 0.727 | 0.235 | 1.952 | 0.315 | 1.05 | 0.289 | 0.303 | 0.318 | 0.306 | 0.278 | 0.799 | 0.5759 |
| Er | 1.023 | 2.178 | 0.708 | 5.57 | 0.9 | 3.249 | 0.786 | 1.076 | 0.966 | 0.825 | 0.731 | 2.082 | 1.6745 |
| Tm | 0.143 | 0.33 | 0.108 | 0.763 | 0.144 | 0.445 | 0.108 | 0.149 | 0.123 | 0.116 | 0.112 | 0.308 | 0.2374 |
| Yb | 1.006 | 1.968 | 0.729 | 5.07 | 0.981 | 2.884 | 0.73 | 0.963 | 0.982 | 0.737 | 0.693 | 2.027 | 1.5642 |
| Lu | 0.147 | 0.289 | 0.123 | 0.649 | 0.139 | 0.415 | 0.098 | 0.147 | 0.136 | 0.106 | 0.111 | 0.27 | 0.2192 |
| Hf | 0.232 | 0.474 | 0.173 | 1.582 | 0.228 | 0.733 | 0.161 | 0.19 | 0.19 | 0.199 | 0.198 | 0.435 | 0.3996 |
| Ta | <0.002 | <0.006 | <0.004 | <0.011 | <0.001 | <0.006 | <0.005 | <0.004 | <0.005 | <0 | <0.004 | <0.002 | <0.003 |
| Th | 0.01 | 0.059 | 0.045 | 0.029 | <0.005 | <0.007 | <0.004 | <0.004 | 0.011 | <0.003 | <0.004 | 0.017 | 0.0165 |
| U | 0.008 | <0.003 | 0.008 | 0.007 | <0.001 | <0.002 | <0.002 | <0.002 | 0.007 | <0.001 | 0.006 | 0.012 | <0.005 |

Tableau 4.9. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-02

| CPX | CPX1 | | | CPX2 | | | CPX3 | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | n=12 |
| Sc (ppm) | 91.96 | 92.63 | 95.19 | 98.43 | 100.2 | 115.8 | 116.5 | 130 | 129.6 | 140.1 | 122.1 | 135.3 | 113.98 |
| Ti | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| V | 325.1 | 340 | 346.1 | 351.8 | 381.2 | 412 | 395.9 | 426.2 | 430.3 | 576.6 | 523 | 573.1 | 423.44 |
| Cr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Co | 36.52 | 36.03 | 34.38 | 38.39 | 41.43 | 42.78 | 43.65 | 44.85 | 45.48 | 61.31 | 63.52 | 67.12 | 46.288 |
| Ni | 369.5 | 373.3 | 353.8 | 364.6 | 396.8 | 419 | 494.5 | 518.8 | 539.3 | 616.3 | 612.3 | 626 | 473.68 |
| Sr | 8.784 | 7.412 | 8.287 | 8.216 | 9.566 | 8.089 | 9.497 | 9.271 | 10.56 | 9.269 | 9.658 | 9.767 | 9.0313 |
| Y | 11.1 | 10.85 | 12.14 | 11.44 | 12.33 | 12.96 | 14.07 | 14.04 | 14.51 | 14.37 | 12.38 | 15.05 | 12.937 |
| Nb | 0.068 | 0.073 | 0.072 | 0.053 | 0.086 | 0.058 | 0.138 | 0.146 | 0.144 | 0.104 | 0.108 | 0.118 | 0.097 |
| Ba | 6.162 | 1.813 | 1.322 | 0.831 | 1.716 | 0.984 | 1.958 | 1.622 | 4.003 | 1.232 | 1.429 | 2.172 | 2.1037 |
| La | 0.315 | 0.283 | 0.438 | 0.273 | 0.34 | 0.345 | 0.366 | 0.452 | 0.436 | 0.372 | 0.352 | 0.413 | 0.3654 |
| Ce | 1.269 | 1.128 | 1.569 | 1.221 | 1.427 | 1.385 | 1.452 | 1.426 | 1.659 | 1.785 | 1.565 | 2.086 | 1.4977 |
| Pr | 0.287 | 0.262 | 0.346 | 0.295 | 0.323 | 0.329 | 0.362 | 0.341 | 0.369 | 0.396 | 0.321 | 0.414 | 0.3371 |
| Nd | 1.976 | 1.926 | 2.366 | 2.125 | 2.239 | 2.372 | 2.38 | 2.632 | 2.65 | 2.64 | 2.152 | 2.7 | 2.3465 |
| Sm | 1.113 | 0.984 | 1.002 | 1.07 | 1.082 | 1.191 | 1.283 | 1.257 | 1.287 | 1.234 | 1.047 | 1.463 | 1.1678 |
| Eu | 0.343 | 0.353 | 0.441 | 0.396 | 0.43 | 0.44 | 0.534 | 0.512 | 0.5 | 0.506 | 0.427 | 0.554 | 0.453 |
| Gd | 1.533 | 1.478 | 1.717 | 1.662 | 1.672 | 1.865 | 2.041 | 2.048 | 2.175 | 2.128 | 1.792 | 2.275 | 1.8655 |
| Tb | 0.298 | 0.278 | 0.314 | 0.296 | 0.296 | 0.327 | 0.357 | 0.347 | 0.368 | 0.388 | 0.318 | 0.425 | 0.3343 |
| Dy | 2.134 | 2.008 | 2.243 | 2.07 | 2.348 | 2.431 | 2.759 | 2.632 | 2.602 | 2.79 | 2.396 | 2.989 | 2.4502 |
| Ho | 0.42 | 0.413 | 0.471 | 0.442 | 0.458 | 0.482 | 0.538 | 0.559 | 0.569 | 0.595 | 0.515 | 0.607 | 0.5058 |
| Er | 1.23 | 1.194 | 1.269 | 1.177 | 1.434 | 1.373 | 1.546 | 1.639 | 1.725 | 1.608 | 1.408 | 1.805 | 1.4507 |
| Tm | 0.172 | 0.176 | 0.193 | 0.173 | 0.189 | 0.202 | 0.222 | 0.207 | 0.234 | 0.231 | 0.205 | 0.257 | 0.2051 |
| Yb | 1.144 | 1.049 | 1.227 | 1.18 | 1.315 | 1.305 | 1.552 | 1.491 | 1.656 | 1.51 | 1.362 | 1.677 | 1.3723 |
| Lu | 0.137 | 0.156 | 0.166 | 0.177 | 0.168 | 0.185 | 0.24 | 0.211 | 0.252 | 0.205 | 0.199 | 0.25 | 0.1955 |
| Hf | 0.525 | 0.594 | 0.754 | 0.488 | 0.634 | 0.74 | 0.903 | 0.803 | 0.724 | 0.66 | 0.515 | 0.537 | 0.6564 |
| Ta | <0.002 | <0.004 | 0.008 | <0.002 | <0.003 | <0.007 | 0.018 | 0.008 | <0.006 | 0.011 | <0.001 | <0.007 | <0.006 |
| Th | <0.004 | <0.002 | <0.003 | <0.002 | <0.005 | <0.007 | <0.006 | <0.004 | 0.017 | <0.004 | 0.009 | <0.007 | <0.006 |
| U | <0 | <0.004 | <0.002 | <0.001 | <0 | <0.001 | <0.001 | <0.002 | <0.001 | <0 | <0.002 | 0.009 | <0.002 |

Tableau 4.10. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-33

| CPX | CPX1 | | | CPX2 | | | CPX3 | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | n=12 |
| Sc (ppm) | 83.65 | 97.85 | 91.41 | 62.15 | 93.55 | 85.73 | 84.66 | 86.26 | 75.96 | 67.53 | 67.94 | 66.34 | 80.253 |
| Ti | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| V | 327.7 | 346.6 | 309.8 | 203.4 | 314.7 | 300.9 | 282.3 | 297.6 | 281.3 | 257.1 | 296.2 | 250.6 | 289.02 |
| Cr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Co | 30.85 | 29.18 | 34.12 | 39.46 | 32.91 | 32.87 | 33.12 | 28.6 | 33.47 | 38.69 | 36.44 | 38.33 | 34.003 |
| Ni | 207.2 | 210.5 | 232.9 | 270.2 | 214.2 | 202.7 | 246.3 | 213.4 | 229.8 | 286.8 | 272.4 | 277.7 | 238.68 |
| Sr | 6.629 | 6.98 | 6.143 | 5.091 | 7.174 | 5.856 | 5.817 | 6.639 | 5.659 | 5.596 | 5.944 | 5.119 | 6.0539 |
| Y | 9.771 | 10.68 | 9.166 | 5.808 | 8.449 | 8.866 | 8.021 | 8.99 | 7.342 | 6.157 | 6.774 | 6.426 | 8.0375 |
| Nb | <-0.016 | <-0.023 | <-0.022 | <-0.019 | <-0.006 | <-0.006 | 0.021 | <-0.017 | <-0.003 | <-0.01 | <-0.02 | <-0.006 | <-0.001 |
| Ba | 0.417 | 0.655 | 0.679 | <-0.044 | 0.891 | <-0.067 | 0.357 | 0.602 | 0.321 | 0.755 | 1.174 | 1.884 | 0.643 |
| La | 0.314 | 0.279 | 0.209 | 0.16 | 0.42 | 0.234 | 0.275 | 0.286 | 0.24 | 0.208 | 0.27 | 0.18 | 0.2563 |
| Ce | 1.179 | 1.176 | 1.031 | 0.69 | 1.308 | 0.977 | 0.952 | 1.112 | 0.988 | 0.917 | 1.051 | 0.86 | 1.0201 |
| Pr | 0.261 | 0.298 | 0.249 | 0.13 | 0.217 | 0.22 | 0.224 | 0.24 | 0.196 | 0.163 | 0.207 | 0.166 | 0.2143 |
| Nd | 1.751 | 1.869 | 1.577 | 0.95 | 1.595 | 1.614 | 1.496 | 1.684 | 1.388 | 1.188 | 1.3 | 1.049 | 1.4551 |
| Sm | 0.866 | 0.894 | 0.724 | 0.373 | 0.725 | 0.685 | 0.623 | 0.769 | 0.628 | 0.511 | 0.599 | 0.485 | 0.6568 |
| Eu | 0.345 | 0.354 | 0.31 | 0.206 | 0.289 | 0.316 | 0.23 | 0.323 | 0.247 | 0.201 | 0.262 | 0.195 | 0.2732 |
| Gd | 1.272 | 1.492 | 1.149 | 0.787 | 1.078 | 1.159 | 1.227 | 1.186 | 1.014 | 0.666 | 0.745 | 0.763 | 1.0448 |
| Tb | 0.235 | 0.266 | 0.212 | 0.13 | 0.203 | 0.22 | 0.183 | 0.242 | 0.197 | 0.16 | 0.181 | 0.164 | 0.1994 |
| Dy | 1.866 | 2.159 | 1.798 | 1.05 | 1.525 | 1.682 | 1.683 | 1.745 | 1.411 | 1.248 | 1.302 | 1.093 | 1.5468 |
| Ho | 0.397 | 0.463 | 0.351 | 0.229 | 0.331 | 0.324 | 0.336 | 0.349 | 0.288 | 0.262 | 0.289 | 0.24 | 0.3216 |
| Er | 1.009 | 1.215 | 1.073 | 0.622 | 0.911 | 0.999 | 0.898 | 1.023 | 0.824 | 0.687 | 0.719 | 0.702 | 0.8902 |
| Tm | 0.16 | 0.18 | 0.141 | <-0.09 | 0.123 | 0.138 | 0.127 | 0.14 | 0.116 | 0.088 | <-0.091 | <-0.087 | 0.1234 |
| Yb | 1.063 | 1.183 | 0.959 | 0.687 | 0.932 | 0.884 | 0.767 | 0.874 | 0.813 | 0.654 | 0.714 | 0.616 | 0.8455 |
| Lu | 0.133 | 0.157 | 0.131 | <-0.077 | 0.125 | 0.131 | 0.122 | 0.124 | 0.098 | <-0.089 | 0.114 | 0.095 | 0.1163 |
| Hf | 0.405 | 0.42 | 0.445 | <-0.148 | 0.376 | 0.377 | 0.365 | 0.353 | 0.272 | 0.252 | 0.242 | 0.185 | 0.32 |
| Ta | <-0.001 | <-0.001 | <-0.003 | <-0.002 | <-0.004 | <-0.001 | <-0.002 | <-0 | <-0.002 | <-0.005 | <-0 | <-0 | <-0.001 |
| Th | <-0.002 | <-0.003 | <-0.001 | <-0.001 | <-0.007 | <-0 | <-0.001 | 0.008 | 0.163 | <-0.007 | 0.114 | 0.009 | 0.026 |
| U | <-0.001 | <-0.002 | <-0 | <-0.002 | <-0.002 | <-0.001 | <-0.004 | 0.005 | <-0.001 | <-0.002 | 0.005 | 0.008 | <-0.003 |

Tableau 4.11. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-36

| CPX | CPX1 | | | CPX2 | | | CPX3 | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | n=12 |
| Sc (ppm) | 125.1 | 86.25 | 116.7 | 91.16 | 104.8 | 91.56 | 90.24 | 108.5 | 76.79 | 109.2 | 98.56 | 104.9 | 100.31 |
| Ti | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| V | 410.8 | 240 | 370.8 | 257.7 | 280.4 | 300.7 | 356.2 | 379 | 377.8 | 401.3 | 379.1 | 397.2 | 345.92 |
| Cr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Co | 39.21 | 44.6 | 38 | 32.22 | 34.21 | 36.41 | 48.16 | 41.65 | 47.63 | 42.27 | 39.55 | 40.89 | 40.4 |
| Ni | 371.1 | 403.8 | 360.1 | 278 | 296.6 | 329.8 | 417.5 | 378.5 | 398.9 | 341.7 | 328 | 341.7 | 353.81 |
| Sr | 6.813 | 6.229 | 7.41 | 10.77 | 10.45 | 8.378 | 8.883 | 7.68 | 8.944 | 8.247 | 9.686 | 8.777 | 8.5223 |
| Y | 11.16 | 7.899 | 11.47 | 9.724 | 10.28 | 8.928 | 12.5 | 9.863 | 11.53 | 12.55 | 10.37 | 10.85 | 10.594 |
| Nb | 0.084 | 0.057 | 0.127 | 0.198 | 0.118 | 0.04 | 0.109 | 0.09 | 0.053 | 0.076 | 0.108 | 0.084 | 0.095 |
| Ba | 0.517 | 0.795 | 1.158 | 1.863 | 3.973 | 1.137 | 3.119 | 3.229 | 2.984 | 0.908 | 1.253 | 1.392 | 1.8607 |
| La | 0.356 | 0.276 | 0.57 | 0.624 | 0.594 | 0.306 | 0.48 | 0.353 | 0.416 | 0.519 | 0.543 | 0.539 | 0.4647 |
| Ce | 1.423 | 0.918 | 1.636 | 1.659 | 1.6 | 1.185 | 1.808 | 1.384 | 1.915 | 1.905 | 1.886 | 1.934 | 1.6044 |
| Pr | 0.318 | 0.184 | 0.332 | 0.3 | 0.284 | 0.251 | 0.357 | 0.287 | 0.38 | 0.403 | 0.352 | 0.351 | 0.3166 |
| Nd | 2.269 | 1.28 | 2.168 | 1.953 | 1.996 | 1.67 | 2.34 | 1.876 | 2.297 | 2.415 | 2.259 | 2.256 | 2.0649 |
| Sm | 1.024 | 0.678 | 0.963 | 0.851 | 0.964 | 0.828 | 1.008 | 0.851 | 1.111 | 1.193 | 0.999 | 1.04 | 0.9592 |
| Eu | 0.409 | 0.26 | 0.399 | 0.337 | 0.348 | 0.303 | 0.423 | 0.346 | 0.404 | 0.446 | 0.387 | 0.406 | 0.3723 |
| Gd | 1.585 | 1.115 | 1.555 | 1.225 | 1.352 | 1.232 | 1.5 | 1.462 | 1.545 | 1.616 | 1.513 | 1.501 | 1.4334 |
| Tb | 0.292 | 0.202 | 0.303 | 0.242 | 0.249 | 0.224 | 0.309 | 0.256 | 0.298 | 0.329 | 0.284 | 0.294 | 0.2735 |
| Dy | 2.057 | 1.413 | 2.176 | 1.817 | 1.993 | 1.559 | 2.265 | 2.022 | 2.254 | 2.344 | 2.168 | 2.144 | 2.0177 |
| Ho | 0.427 | 0.295 | 0.458 | 0.376 | 0.399 | 0.357 | 0.487 | 0.366 | 0.461 | 0.493 | 0.42 | 0.435 | 0.4145 |
| Er | 1.222 | 0.839 | 1.223 | 1.086 | 1.186 | 0.989 | 1.338 | 1.087 | 1.244 | 1.343 | 1.222 | 1.227 | 1.1672 |
| Tm | 0.175 | 0.117 | 0.186 | 0.162 | 0.156 | 0.135 | 0.186 | 0.164 | 0.173 | 0.21 | 0.16 | 0.16 | 0.165 |
| Yb | 1.097 | 0.82 | 1.19 | 1.047 | 1.125 | 0.937 | 1.378 | 1.022 | 1.205 | 1.332 | 1.111 | 1.177 | 1.1201 |
| Lu | 0.147 | 0.126 | 0.149 | 0.152 | 0.17 | 0.126 | 0.18 | 0.14 | 0.162 | 0.191 | 0.146 | 0.152 | 0.153 |
| Hf | 0.755 | 0.246 | 0.645 | 0.469 | 0.47 | 0.345 | 0.415 | 0.555 | 0.401 | 0.545 | 0.52 | 0.543 | 0.4924 |
| Ta | <0.002 | <0.001 | 0.009 | <0.005 | <0.004 | <0.003 | <0 | <0.007 | <0.001 | <0 | <0.005 | 0.011 | <0.004 |
| Th | 0.002 | 0.001 | <0.021 | <0.015 | <0.01 | <0.007 | <0.005 | <0.005 | <0.004 | 0.008 | 0.012 | 0.01 | 0.008 |
| U | <0.004 | <0.002 | 0.005 | <0.004 | <0.002 | <0.002 | <0.001 | 0.006 | 0.006 | <0.002 | <0.002 | 0.006 | <0.003 |

Tableau 4.12. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-38

| CPX | CPX1 | | | | CPX2 | | | | CPX3 | | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | n=15 |
| Sc (ppm) | 67.36 | 89.04 | 70.38 | 62.39 | 75.09 | 72.41 | 91.36 | 72.12 | 54.28 | 57.23 | 69.32 | 62.98 | 72.89 | 69.31 | 68.64 | 70.32 |
| Ti | 2029 | 2175 | 2082 | 1853 | 1751 | 2082 | 1920 | 2210 | 1427 | 1251 | 1840 | 1629 | 1955 | 1809 | 1786 | 1853.3 |
| V | 277.2 | 291.6 | 276.2 | 244.2 | 202.2 | 235 | 246.9 | 264.6 | 200.9 | 176.7 | 252 | 210.8 | 257 | 255.5 | 232.6 | 241.56 |
| Cr | 5401 | 5199 | 5014 | 4026 | 3399 | 3121 | 4195 | 6205 | 4271 | 3621 | 5463 | 4416 | 5672 | 3582 | 4548 | 4542.2 |
| Co | 33.22 | 33.04 | 32.67 | 30.32 | 27.8 | 26.66 | 23.72 | 25.08 | 28.25 | 33.46 | 25.53 | 28.39 | 27.32 | 31.4 | 25.24 | 28.807 |
| Ni | 240.2 | 220.2 | 227.6 | 198.5 | 177.1 | 168 | 210.3 | 82.81 | 170.8 | 212.7 | 162.1 | 177.1 | 178.5 | 204.4 | 176.3 | 187.11 |
| Sr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Y | 7.499 | 9.408 | 7.334 | 7.104 | 8.071 | 8.211 | 8.392 | 9.927 | 6.026 | 5.566 | 7.988 | 7.132 | 7.942 | 6.992 | 7.842 | 7.6956 |
| Nb | <0.014 | <0.005 | <0.002 | 0.027 | <0.013 | 0.024 | 0.076 | 0.092 | <0.002 | <0.004 | 0.039 | <0.009 | 0.057 | 0.026 | <0.017 | 0.025 |
| Ba | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| La | 0.252 | 0.245 | 0.21 | 0.259 | 0.159 | 0.405 | 0.375 | 0.371 | 0.228 | 0.179 | 0.284 | 0.152 | 0.224 | 0.181 | 0.212 | 0.2491 |
| Ce | 1.031 | 1.132 | 0.998 | 1.036 | 0.679 | 1.057 | 1.03 | 1.365 | 0.739 | 0.676 | 0.993 | 0.724 | 0.962 | 0.834 | 0.811 | 0.9378 |
| Pr | 0.206 | 0.236 | 0.198 | 0.195 | 0.156 | 0.194 | 0.212 | 0.281 | 0.145 | 0.126 | 0.204 | 0.158 | 0.213 | 0.182 | 0.183 | 0.1926 |
| Nd | 1.392 | 1.783 | 1.382 | 1.276 | 1.162 | 1.449 | 1.488 | 1.65 | 0.977 | 0.987 | 1.47 | 1.078 | 1.327 | 1.201 | 1.353 | 1.3317 |
| Sm | 0.65 | 0.853 | 0.656 | 0.726 | 0.63 | 0.782 | 0.753 | 0.847 | 0.519 | 0.498 | 0.653 | 0.618 | 0.654 | 0.639 | 0.665 | 0.6762 |
| Eu | 0.28 | 0.319 | 0.291 | 0.282 | 0.243 | 0.265 | 0.303 | 0.316 | 0.179 | 0.19 | 0.287 | 0.254 | 0.298 | 0.243 | 0.27 | 0.268 |
| Gd | 0.899 | 1.243 | 0.86 | 0.806 | 0.949 | 0.978 | 1.212 | 1.227 | 0.592 | 0.678 | 0.95 | 0.734 | 1.138 | 0.828 | 0.953 | 0.9365 |
| Tb | 0.175 | 0.241 | 0.191 | 0.171 | 0.203 | 0.201 | 0.221 | 0.215 | 0.139 | 0.14 | 0.209 | 0.164 | 0.213 | 0.155 | 0.202 | 0.1893 |
| Dy | 1.437 | 1.782 | 1.405 | 1.311 | 1.543 | 1.611 | 1.618 | 1.883 | 1.108 | 0.978 | 1.544 | 1.27 | 1.499 | 1.318 | 1.55 | 1.4571 |
| Ho | 0.282 | 0.382 | 0.288 | 0.276 | 0.364 | 0.322 | 0.327 | 0.408 | 0.248 | 0.208 | 0.308 | 0.291 | 0.298 | 0.274 | 0.308 | 0.3056 |
| Er | 0.908 | 1.041 | 0.828 | 0.737 | 0.965 | 0.962 | 0.974 | 1.141 | 0.675 | 0.643 | 0.868 | 0.812 | 0.892 | 0.786 | 0.963 | 0.8797 |
| Tm | 0.114 | 0.148 | 0.122 | 0.121 | 0.126 | 0.133 | 0.139 | 0.16 | 0.095 | 0.097 | 0.134 | 0.124 | 0.137 | 0.106 | 0.122 | 0.1252 |
| Yb | 0.778 | 0.992 | 0.799 | 0.79 | 0.78 | 0.875 | 0.815 | 1.147 | 0.662 | 0.593 | 0.884 | 0.828 | 0.912 | 0.781 | 0.852 | 0.8325 |
| Lu | 0.106 | 0.145 | 0.097 | 0.1 | 0.139 | 0.134 | 0.131 | 0.146 | 0.096 | 0.093 | 0.119 | 0.128 | 0.121 | 0.108 | 0.121 | 0.1189 |
| Hf | 0.239 | 0.472 | 0.346 | 0.261 | 0.256 | 0.38 | 0.321 | 0.389 | 0.164 | 0.153 | 0.328 | 0.299 | 0.308 | 0.315 | 0.277 | 0.3005 |
| Ta | <0.001 | <0.004 | <0.003 | <0.001 | <0.002 | <0.002 | <0.003 | <0.006 | <0.001 | <0 | <0.003 | <0 | <0.006 | <0.003 | <0.006 | <0.002 |
| Th | <0.002 | <0.006 | <0.003 | <0.007 | <0 | 0.094 | 0.009 | 0.026 | <0 | <0.001 | <0.003 | <0.004 | 0.008 | 0.01 | | 0.012 |
| U | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.001 | <0.003 | <0.001 | <0.001 | <0 | <0 | <0 | <0.002 | <0.001 | <0.003 | <0.001 | <0.001 |

Tableau 4.13. Compositions de clinopyroxènes déterminées par LA-ICPMS pour l'échantillon C-04-48

| CPX | CPX1 | | | CPX2 | | | CPX3 | | | CPX4 | | | Moy. |
|----------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Points | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | n=12 |
| Sc (ppm) | 95.01 | 113.2 | 104 | 106.4 | 105 | 115.4 | 129.6 | 122 | 123.4 | 131.6 | 122.4 | 132.1 | 116.68 |
| Ti | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| V | 535.5 | 719.2 | 673.9 | 629.6 | 597.9 | 605.8 | 543 | 585.2 | 644.7 | 475.5 | 502.5 | 502.4 | 584.6 |
| Cr | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| Co | 40.45 | 30.35 | 29.15 | 23.99 | 24.55 | 33.43 | 36.04 | 30.37 | 26.77 | 35.78 | 33.78 | 34.36 | 31.585 |
| Ni | 179.4 | 128.4 | 105.4 | 112.2 | 123.4 | 181.6 | 218.2 | 149.5 | 120.6 | 344.8 | 323.5 | 320.7 | 192.31 |
| Sr | 9.187 | 9.014 | 9.766 | 12.27 | 9.427 | 8.901 | 10.02 | 12.41 | 10.71 | 11.71 | 12.03 | 8.986 | 10.369 |
| Y | 13.61 | 13.63 | 13.02 | 11.56 | 13.65 | 12.79 | 13.85 | 14.03 | 16.03 | 12.51 | 13.65 | 12.97 | 13.442 |
| Nb | 0.14 | 0.255 | 0.149 | 0.091 | 0.435 | 0.123 | 0.35 | 0.169 | 0.205 | 0.326 | 0.193 | 0.232 | 0.2223 |
| Ba | 2.088 | 1.911 | 2.912 | 9.299 | 5.225 | 1.516 | 3.698 | 7.807 | 8.446 | 23.99 | 7.571 | 1.736 | 6.3499 |
| La | 1.233 | 1.515 | 1.473 | 1.146 | 2.32 | 1.035 | 1.444 | 1.226 | 1.241 | 0.995 | 1.307 | 0.842 | 1.3148 |
| Ce | 3.841 | 4.468 | 4.329 | 3.293 | 4.998 | 3.41 | 3.662 | 3.467 | 3.334 | 2.372 | 3.373 | 2.341 | 3.574 |
| Pr | 0.612 | 0.741 | 0.685 | 0.515 | 0.81 | 0.609 | 0.602 | 0.641 | 0.573 | 0.459 | 0.58 | 0.435 | 0.6052 |
| Nd | 3.489 | 3.647 | 3.625 | 3.057 | 4.138 | 3.803 | 4.076 | 3.864 | 3.647 | 2.607 | 3.117 | 2.901 | 3.4976 |
| Sm | 1.437 | 1.491 | 1.46 | 1.215 | 1.425 | 1.341 | 1.407 | 1.775 | 1.496 | 1.143 | 1.325 | 1.149 | 1.3887 |
| Eu | 0.527 | 0.563 | 0.52 | 0.465 | 0.624 | 0.498 | 0.497 | 0.524 | 0.579 | 0.527 | 0.494 | 0.477 | 0.5246 |
| Gd | 1.957 | 1.933 | 1.682 | 1.648 | 1.98 | 1.913 | 1.969 | 2.238 | 2.54 | 1.904 | 2.193 | 2.541 | 2.0415 |
| Tb | 0.384 | 0.368 | 0.333 | 0.311 | 0.401 | 0.33 | 0.382 | 0.398 | 0.363 | 0.341 | 0.349 | 0.289 | 0.3541 |
| Dy | 2.566 | 2.452 | 2.317 | 2.317 | 2.79 | 2.364 | 2.618 | 2.969 | 2.752 | 2.484 | 2.752 | 2.759 | 2.595 |
| Ho | 0.525 | 0.568 | 0.524 | 0.492 | 0.567 | 0.479 | 0.574 | 0.548 | 0.664 | 0.452 | 0.524 | 0.506 | 0.5353 |
| Er | 1.605 | 1.396 | 1.47 | 1.404 | 1.566 | 1.448 | 1.705 | 1.538 | 1.719 | 1.317 | 1.438 | 1.456 | 1.5052 |
| Tm | 0.232 | 0.225 | 0.2 | 0.194 | 0.199 | 0.178 | 0.249 | 0.203 | 0.232 | 0.252 | 0.209 | 0.26 | 0.2194 |
| Yb | 1.605 | 1.276 | 1.338 | 1.203 | 1.592 | 1.34 | 1.567 | 1.487 | 1.494 | 1.461 | 1.107 | 1.333 | 1.4003 |
| Lu | 0.24 | 0.157 | 0.206 | 0.157 | 0.267 | 0.174 | 0.221 | 0.304 | 0.26 | 0.205 | 0.214 | 0.249 | 0.2212 |
| Hf | 0.735 | 0.969 | 0.88 | 0.726 | 1.107 | 1.036 | 1.225 | 1.095 | 0.983 | 0.953 | 0.947 | 0.919 | 0.9646 |
| Ta | 0.01 | 0.029 | 0.025 | 0.016 | 0.019 | 0.01 | 0.017 | 0.018 | 0.016 | 0.015 | 0.02 | 0.009 | 0.017 |
| Th | 0.024 | <0.006 | 0.012 | 0.02 | 0.102 | 0.008 | 0.054 | 0.07 | 0.079 | 0.076 | 0.027 | <0.007 | 0.04 |
| U | 0.02 | 0.022 | 0.018 | 0.013 | 0.055 | 0.012 | 0.017 | 0.025 | 0.028 | 0.03 | 0.025 | <0 | 0.022 |

4.13. À part quelques exceptions, on remarque que les éléments comme U, Th, Ta et Nb ayant des coefficients de partage très bas se trouvent souvent près ou en dessous de la limite de détection car ils entrent plus difficilement dans la structure des clinopyroxènes. Par contre, le Ba qui détient également un coefficient de partage bas, soit 0.02, se trouve en quantité assez importante dans les clinopyroxènes comparativement aux éléments nommés précédemment. Cette différence marquée pourrait être expliquée par le fait que le magma au départ contenait des concentrations plus grandes de Ba comparativement à l'U, le Th, le Ta et le Nb.

À partir de certains indices que peuvent déceler les clinopyroxènes, il est possible de distinguer les roches formées durant un processus de minéralisation des roches stériles générées au cours d'un processus de cristallisation normal. Dans le même ordre d'idées, le nickel et le cobalt peuvent s'avérer être une signature typique de la ségrégation de sulfures. Tel que discuté précédemment, les éléments chalcophiles ont une préférence toute particulière pour les sulfures comparativement aux minéraux silicatés. Bien sur, le Ni et le Co sont compatibles avec le clinopyroxène mais ils sont beaucoup plus attirés par les sulfures. Ceci est expliqué par les coefficients de partage où $D_{Ni}^{Sul/Liq} \approx 100-1000$ et $D_{Co}^{Sul/Liq} \approx 5-100$ (d'après le compte rendu de Leshner et Stone, 1996) versus $D_{Ni}^{CPX/Liq} = 1$ et $D_{Co}^{CPX/Liq} = 0.35$ (tableau 4.5). Par le fait même, si le magma est en interaction avec une quantité assez importante de sulfures, les clinopyroxènes devraient être appauvris en nickel et en cobalt. Le diagramme du Ni versus Co pour les clinopyroxènes analysés par LA-ICPMS vient appuyer cette hypothèse. Il montre que les cristaux provenant de zones minéralisées sont appauvris en ces deux éléments (fig. 4.18a).

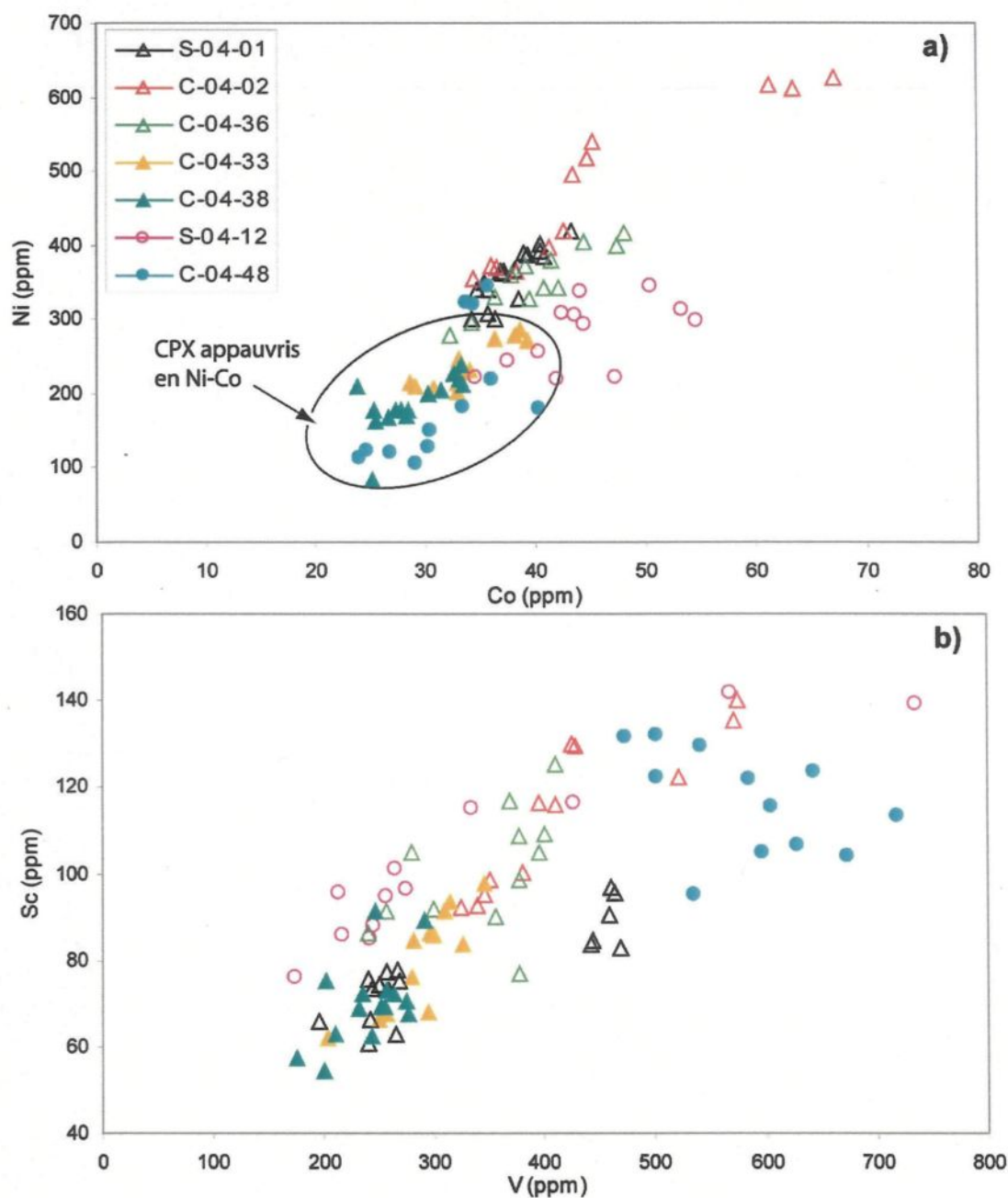


Figure 4.18 : Diagrammes du Ni vs Co (a) et du Sc vs V (b) pour les clinopyroxènes analysés par LA-ICPMS.

On remarque en (a) que les clinopyroxènes provenant de zones minéralisées sont appauvris en Ni et Co. Le diagramme (b) indique que le Sc et le V sont indépendants de la présence ou non de minéralisation. Cette dernière observation permet de dire que le magma n'est pas plus évolué dans un cas ou dans l'autre. Les triangles et les cercles font références à des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique et à des metabordures figées respectivement. Les symboles pleins indiquent la présence de minéralisation.

On ne peut cependant pas affirmer la relation qu'il y a entre appauvrissement en Ni-Co et ségrégation de sulfures sans prendre en ligne de compte le niveau d'évolution du magma. Tel qu'observé précédemment sur les diagrammes du Ni en fonction du MgO et du Co en fonction du MgO, les concentrations en nickel et en cobalt de la roche totale sont plus basses dans les roches plus évoluées. Ceci devrait donc être également le cas au niveau des clinopyroxènes. Le Sc et le V deviennent alors utiles afin de vérifier si les variations du Ni et du Co dans les clinopyroxènes sont bel et bien dues à la ségrégation des sulfures et non pas à un phénomène normal de cristallisation. Ces deux éléments montrent les comportements les plus similaires lors de la fusion du manteau. Ils n'entrent pas dans les sulfures mais sont facilement acceptés dans la structure des clinopyroxènes. Ils sont immobiles dans les fluides et beaucoup plus riches dans le magma que dans la croûte éliminant ainsi l'effet de contamination. Le diagramme du Sc versus V présenté à la figure 4.18b indique que la teneur de ces derniers dans les clinopyroxènes est indépendante de la présence ou non de minéralisation. En effet, il n'y a pas de distinction marquée entre les clinopyroxènes provenant des zones minéralisés et ceux appartenant à des horizons non minéralisés. Cette dernière observation permet de dire que le magma n'est pas plus évolué dans un cas ou dans l'autre et donc que l'hypothèse de ségrégation de sulfures est applicable.

Si la contamination affecte la distribution des éléments incompatibles et ÉTR dans la roche totale de certains échantillons, on peut s'attendre à ce qu'elle modifie également la composition des clinopyroxènes à ce niveau. La figure 4.19 montre le patron des ÉTR normalisé aux chondrites pour les clinopyroxènes analysés par LA-ICPMS et pour la roche

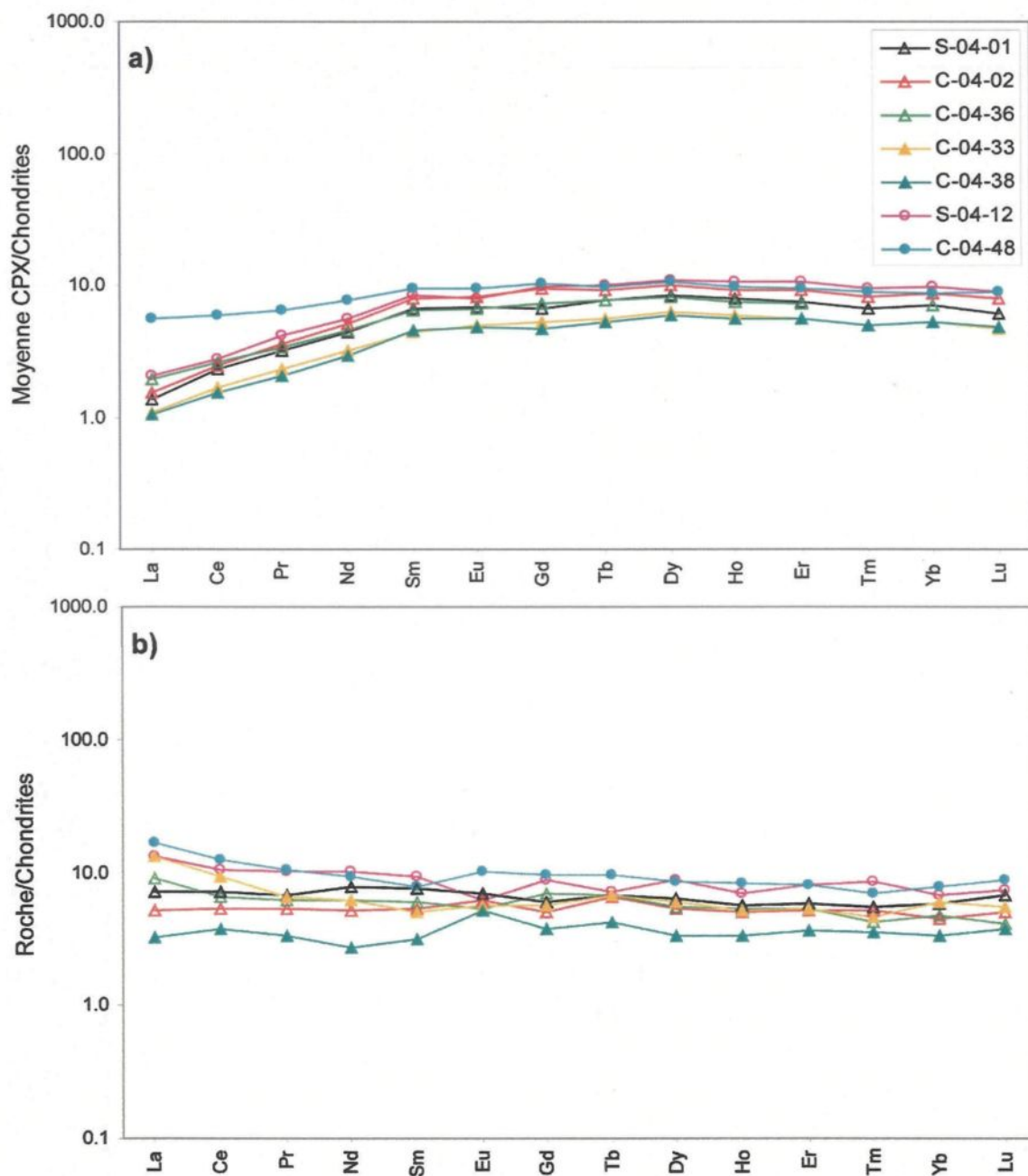


Figure 4.19 : Diagrammes des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995) comparant les ÉTR des clinopyroxènes de certaines unités ultramafiques obtenus pas LA-ICPMS (a) avec les analyses de roche totale associées (b).

Les patrons sont généralement plats avec un appauvrissement en ÉTRL. Ce genre de courbe correspond à une absence de contamination par assimilation sédimentaire. L'échantillon C-04-48, se distingue cependant des autres par un patron légèrement enrichi en ÉTRL. Les clinopyroxènes de cette metabordure figée minéralisée pourraient donc indiquer une certaine contamination. Voir la figure 4.18 pour plus de détails concernant les symboles utilisés.

totale des mêmes échantillons. On remarque que les patrons obtenus par LA-ICPMS sont généralement plats avec un appauvrissement en ÉTRL indépendamment du type de roche ou de la présence de minéralisation. Ce genre de courbe correspond à une absence de contamination par assimilation sédimentaire. Toutefois, les clinopyroxènes de l'échantillon C-04-48, une metabordure figée minéralisée, se distinguent des autres échantillons par un patron légèrement enrichi en ÉTRL. Le La y est d'ailleurs environ trois fois plus haut. Les clinopyroxènes de l'échantillon C-04-48 pourraient donc indiquer une certaine contamination chez ce dernier. Les concentrations en La dans les analyses de roche totale de l'échantillon C-04-48 et les autres échantillons sont d'environ 4 et 2 ppm respectivement. Les shales de l'horizon de Raglan analysés par Barnes et al. (1992) contiennent approximativement 30 ppm de La dans la roche totale. Il faudrait donc ajouter environ 6% de ces shales dans le magma pour augmenter de 2 ppm la concentration de La dans l'échantillon C-04-48. Ceci expliquerait alors l'excès de La dans les clinopyroxènes de ce même échantillon. Le Nb dans les clinopyroxènes de l'échantillon C-04-48 est également plus élevé avec 0.2 ppm comparativement à des concentrations inférieures à 0.1 ppm dans les autres cas. Le Nb concorde donc avec les valeurs en ÉTRL et pourrait correspondre à un ajout d'environ 1% d'une litharénite volcanique carbonatisée. La légère contamination observée chez l'échantillon C-04-48 est similaire aux valeurs obtenues par Burnham et al. (1999) qui proposent que 0.5 à 5% de sédiments sulfureux du Groupe de Povungnituk supérieur auraient été ajoutés aux corps ultramafiques de la formation de Raglan ou aux basaltes à olivine du Groupe de Chukotat.

Les clinopyroxènes de certaines unités ultramafiques ont été analysés par LA-ICPMS afin de contre-vérifier et de valider les résultats obtenus par l'analyse des roches totales. Il est ainsi possible de s'assurer que les données cueillies dans le cadre de ces deux processus sont à la fois comparables et complémentaires. Cette approche variée vient ajouter un élément de rigueur à l'étude. La comparaison entre le patron des ÉTR normalisés aux chondrites des clinopyroxènes obtenus par LA-ICPMS et le patron des roches ultramafiques et des basaltes komatiitiques obtenus par géochimie des roches totales montre que les deux méthodes sont complémentaires (fig. 4.20). Il est important de mentionner que les clinopyroxènes reflètent d'avantage la composition du magma initial. L'analyse de ces derniers par LA-ICPMS s'avère donc plus fiable que l'analyse de la roche totale. En effet, la roche totale inclue les minéraux métamorphiques comme la chlorite et l'actinote ce qui peut influencer la composition géochimique et conséquemment le patron des ÉTR. En éliminant l'effet du métamorphisme, les résultats d'analyse des clinopyroxènes par LA-ICPMS seraient donc de meilleurs indicateurs de contamination. Le diagramme de la figure 4.20 met en relief l'appauvrissement en ÉTRL des clinopyroxènes sauf pour l'échantillon C-04-48. Il se pourrait que l'enrichissement léger en ÉTRL chez l'échantillon C-04-48 soit expliqué par un phénomène de contamination. Les résultats d'analyse des clinopyroxènes par LA-ICPMS montrent que la contamination n'est pas observée dans toutes les zones minéralisées.

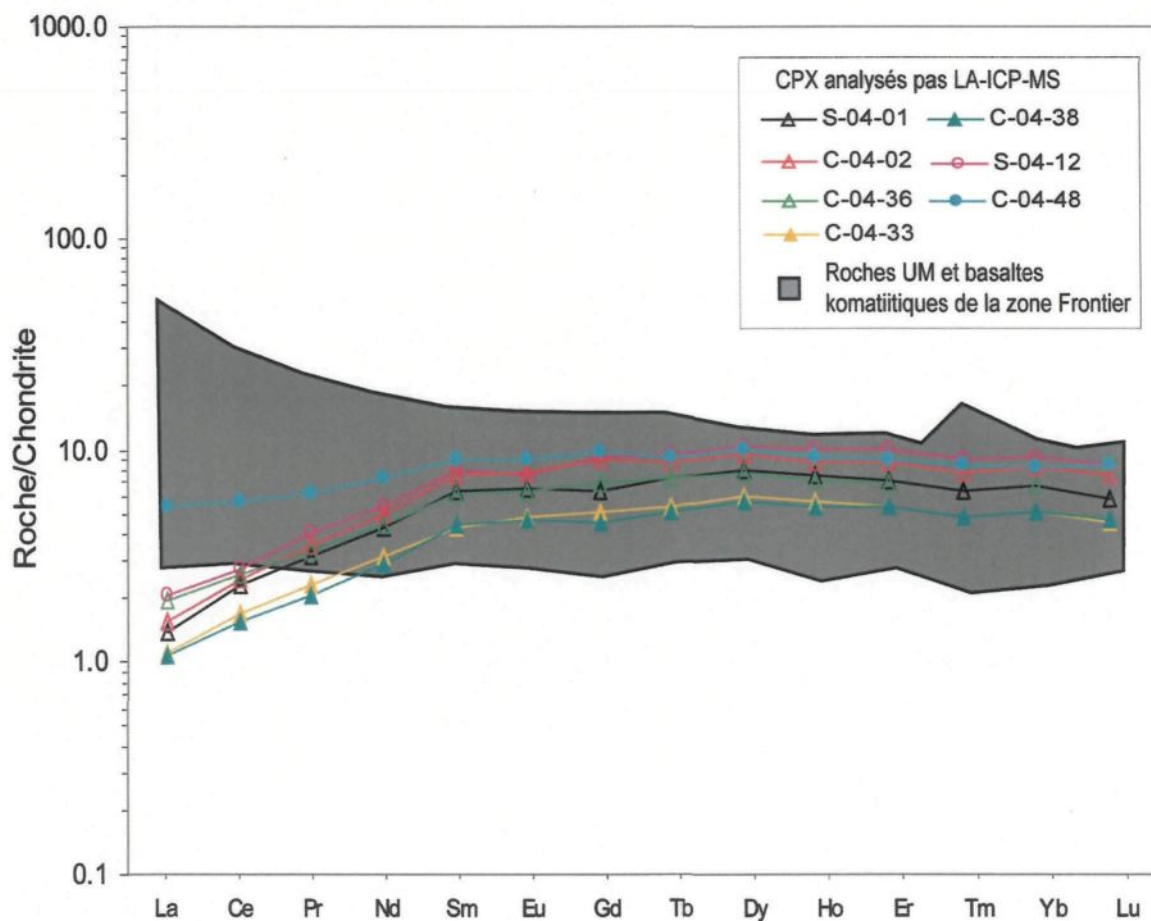


Figure 4.20 : Diagrammes des spectres des terres rares (ÉTR) normalisés aux chondrites (normalisation : McDonough et Sun, 1995) comparant les ÉTR des clinopyroxènes de certaines komatiites obtenus pas LA-ICPMS avec les analyses de roche totale des komatiites et basaltes komatiitiques de la zone Frontier.

La comparaison entre le patron des ÉTR normalisés aux chondrites des clinopyroxènes obtenus par LA-ICPMS et le patron des roches ultramafiques et des basaltes komatiitiques obtenus par géochimie des roches totales montre que les deux méthodes sont complémentaires. Les clinopyroxènes reflètent d'avantage la composition du magma initial car la roche totale inclue les minéraux métamorphiques comme la chlorite et l'actinote ce qui peut influencer la composition géochimique et conséquemment le patron des ÉTR. UM= ultramafiques. Voir la figure 4.18 pour plus de détails concernant les symboles utilisés.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

5.1 Introduction

Ce chapitre tente de répondre aux deux questions soulevées dans la problématique. Le modèle magmatique de sulfures utilisé pour la mine Raglan est-il applicable aux minéralisations de Ni-Cu-ÉGP de la zone Frontier? Est-il possible d'y envisager la présence d'un gisement de même type? La réponse à ces questions peut être apportée en évaluant chacune des étapes menant à la formation d'un gisement magmatique de Ni-Cu-ÉGP et leur applicabilité à la zone Frontier. Cette évaluation est basée sur les observations lithologiques, pétrographiques et géochimiques de la présente étude tout en faisant une constante comparaison avec les données disponibles sur le gisement de Raglan. L'approche suivante permettra, dans une certaine mesure, de déterminer si la zone Frontier est économiquement intéressante ou non.

5.2 Nature du magma

La distribution du cuivre, du nickel et des métaux nobles variera selon la composition du magma, composition affectée par le taux de fusion partielle du manteau. On estime qu'un taux de fusion partielle de 25% est nécessaire afin de s'accaparer la plupart des métaux à la source par l'entremise des sulfures mantelliques (MacLean, 1969; Barnes, 1985; Keays, 1995). Un taux de fusion partielle de ce genre produit un magma primitif

riche en MgO comme les komatiites ou les basaltes komatiitiques. Le centre d'une plume mantellique est un endroit propice à la création d'un tel type de magma.

Les unités de la zone Frontier se divisent en deux suites magmatiques. La première est d'affinité komatiitique tandis que la deuxième est plutôt d'affinité tholéitique. Les unités ultramafiques de la zone Frontier contenant la minéralisation auraient cristallisé à partir d'un liquide pouvant être représenté par le basalte komatiitique. Le basalte komatiitique de la zone Frontier contient en moyenne 16.5% de MgO tandis que le metabasalte komatiitique en contient 22%. Cette différence est expliquée par la présence plus importante de phénocristaux d'olivine dans le deuxième type de roche. Le Mg# moyen des basaltes komatiitiques à Frontier est égal à 0.75, ce qui correspond à une composition en équilibre avec le manteau. La limite inférieure du Mg# pour un tel équilibre est fixée à 0.66 (Wilson, 1989). La géochimie des basaltes komatiitiques de la zone Frontier est très semblable à celle des basaltes komatiitiques coussinés du Groupe de Chukotat et aux basaltes à spinifex des gisements de Katinniq et de la zone 2-3. Ces derniers sont d'ailleurs interprétés par Barnes et al. (1992) comme étant un produit primaire induit par un taux de fusion partielle de 20 à 25%. Un tel effet aura également pour conséquence de donner des concentrations en éléments incompatibles d'environ 4 à 5 fois celles du manteau. Les ressemblances des basaltes de la zone Frontier avec les basaltes à phénocristaux d'olivine et à spinifex du gisement de Raglan sont observées autant au niveau des oxydes majeurs que des éléments des terres rares. Cependant, les valeurs pour certains métaux sont légèrement inférieures dans le cas des basaltes komatiitiques de la zone Frontier. On parle en moyenne de 900 ppm Ni, 100 ppm Cu, 5 ppb Pt tandis que le Pd se trouve sous la limite de détection

de 10 ppb pour la zone Frontier comparativement à 1000 ppm Ni, 100 ppm Cu, 10 ppb Pt et 10 ppb Pd pour Katinniq et la zone 2-3 (Barnes et al., 1992). Cette légère différence pourrait être due au fait qu'une fraction du soufre et par conséquent des métaux d'intérêts est retenue dans le système minéralisé qui est situé juste en dessous des basaltes komatiitiques à Frontier.

5.3 Contexte de mise en place du magma

Le magma est d'abord généré dans le manteau puis se dirige vers la croûte. Le transfert doit être facile et rapide pour éviter toute ségrégation de sulfures en profondeur. Le site idéal serait une plume mantellique interceptant un rift ou d'anciennes failles profondes (Barnes et al., 1997). L'environnement d'ouverture d'un bassin océanique dans un contexte de proto-rift de la Ceinture de Cape Smith, tel que mentionné par Hynes et Francis (1982), Picard (1986) et Picard et al. (1990) est favorable à une ascension rapide du magma. Le magma aurait remonté le long de la croûte par des conduits nourriciers et se serait épanché en surface sur de grandes distances, formant ainsi les premières séquences de basalte komatiitique du Groupe de Chukotat. Les gîtes de Ni-Cu-ÉGP de la partie centrale de la bande de Cape Smith sont associés aux unités ultramafiques dérivant de ce système magmatique.

Les seuls gisements économiques découverts jusqu'à maintenant dans la ceinture de Cape Smith se trouvent dans l'horizon de Raglan situé sous les premières coulées de basalte à olivine et pyroxène du Groupe de Chukotat, près de la limite supérieure du Groupe de Povungnituk. La Formation de Raglan s'étend sur 85 km de long de Wakeham jusqu'à

Cross Lake où elle se termine le long d'un synclinal D₂ et par une faille de chevauchement D₂ (Leshner, manuscrit accepté). Malgré le fait que cet horizon semble se terminer au niveau de Cross Lake, plusieurs similarités laissent croire que la zone Frontier pourrait être liée au même épisode d'activité magmatique.

Au point de vue stratigraphique, les unités ultramafiques de la zone Frontier sont localisées dans la zone de transition entre le Groupe de Chukotat et le Groupe de Povungnituk. Le contact entre ces deux groupes diffère par contre légèrement de celui observé entre Wakeham et Cross Lake. La Formation de Raglan est soulignée d'une bande de sédiments de 1 à 2 km d'épaisseur (Leshner, manuscrit accepté). Ces sédiments sont essentiellement des pélites du Groupe de Povungnituk comprenant surtout du quartz, des micas blancs, de la chlorite et jusqu'à 5% de sulfures et de graphite. Cette épaisse bande sédimentaire n'est pas observable à la zone Frontier. Les sédiments y sont plutôt minces et interlités avec les coulées basaltiques. De plus, ils contiennent une quantité importante de sulfures sédimentaires massifs à semi-massifs. Ils pourraient correspondre à des périodes d'accalmie entre les multiples épisodes d'éruption volcanique. La quantité réduite de sédiments à Frontier peut s'interpréter comme une lacune de sédimentation due à une source détritique plus distale.

Les groupes de Chukotat et de Povungnituk se différencient par les deux types de basaltes présents à Frontier, soit les basaltes komatiitiques et les basaltes ophitiques. Le basalte ophitique est interprété comme étant le reflet du Groupe de Povungnituk. Si l'on se fit seulement à la géochimie, ce dernier peut faire partie autant des basaltes à plagioclase

évolués du Groupe de Chukotat que des basaltes tholéiitiques du Groupe de Povungnituk. Cependant, sa position stratigraphique méridionale correspondrait d'avantage au Groupe de Povungnituk. En effet, les basaltes à plagioclase du Groupe de Chukotat représentent la partie la plus évoluée de la séquence komatiitique et se trouvent donc dans la partie supérieure de ce groupe, soit au nord des séquences de basaltes à olivine et à pyroxène (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1983; Picard et al., 1989; Picard et al., 1990). Les basaltes ophitiques de la zone Frontier sont beaucoup moins déformés et altérés que ceux de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk décrits dans la littérature. Ceci pourrait être dû au fait que la zone Frontier se trouve sans doute à l'extérieur du couloir de déformation ayant affecté la majeure partie des roches du Povungnituk supérieur. Les basaltes komatiitiques de la zone Frontier représentent la partie inférieure du Groupe de Chukotat. Ils consistent principalement en des basaltes à olivine et se situent juste au nord du complexe ultramafique. Ils sont similaires en tout point aux basaltes du même groupe observés dans la partie septentrionale de l'horizon de Raglan.

Les unités ultramafiques de la zone Frontier et des gisements de Raglan ont plusieurs ressemblances mais aussi certaines différences. Leshner et al. (1999), divise la Formation de Raglan en deux membres : a) une unité inférieure mince différenciée et latéralement continue constituée de feuillets (*sheets*) de gabbros \pm pyroxénites \pm wehrlites (olivine-pyroxénites) \pm péridotites appelée le Membre de Cross Lake et b) une unité supérieure plus épaisse et latéralement discontinue d'un complexe péridotitique nommée le Membre de Katinniq. Dans les deux cas, les unités rocheuses se sont formées à partir des magmas les plus magnésiens du volcanisme de Chukotat. Elles montrent des transitions autant au point

de vue compositionnel que textural avec des différences marquées passant de la péridotite au gabbro et de la pyroxénite au basalte (Leshner, manuscrit accepté). Ces changements dans la composition de la roche sont fonction du refroidissement graduel du système à mesure qu'il se propage.

Pour ce qui est de la zone Frontier, la nomenclature utilisée est légèrement différente. Les termes dunite, péridotite, olivine-pyroxénite et pyroxénite ne sont pas employés car ils peuvent s'avérer problématiques. Les noms actuellement utilisés à Raglan sont définis par le guide terminologique de l'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) comme étant plutoniques. Comme l'origine extrusive et intrusive de ces roches est constamment remise en question, il est préférable d'éviter tout usage de termes à connotation génétique. De plus, de tels termes s'avèrent inadéquats à cause du contenu élevé en verre dévitrifié et produits métamorphiques de la roche. Les termes texturaux à cumulat (ad-, méso-, ortho-) et de bordure figée sont donc plus appropriés.

L'orthocumulat à olivine et l'orthocumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique qui correspondent à la péridotite et l'olivine-pyroxénite de Raglan sont omniprésents à la zone Frontier. Ces unités rocheuses ont souvent une bordure figée métamorphisée composée essentiellement d'actinote et de chlorite avec en moindre proportion des phénocristaux de clinopyroxènes. Les unités ultramafiques de la zone Frontier ressemblent grandement à celles rencontrées dans la Formation de Raglan mais sont toutefois moins différenciées. En effet, le gabbro n'est pas observé comme produit de différenciation des roches ultramafiques. Le basalte ophitique pourrait être confondu avec le gabbro mais la

découverte récente d'évidences extrusives confirme une origine volcanique (planches 2.2 et 2.3). Le basalte ophitique ne montre pas d'association spatiale avec les unités ultramafiques. Il n'aurait donc pas de liens de parenté avec ces dernières. On verra par contre à l'occasion une transition des roches les plus magnésiennes jusqu'au basalte komatiitique. Les adcumulats à olivine ne sont pas présents et les mésocumulats que rarement observés. Dans le cadre de cette étude, seulement deux échantillons contenant plus de 75% d'olivine ont été remarqués. Les quantités d'olivine les plus fréquemment observées pour les roches fortement magnésiennes de la zone Frontier sont de 30-65% comparativement à 50-90% dans le cas de la Formation de Raglan (Gillies, 1993; Leshner et al., 1999). Le fait que la zone Frontier montre une plus faible accumulation d'olivine pourrait s'expliquer par un refroidissement global plus rapide du système combiné à un dynamisme magmatique moins intense que celui s'étant produit plus à l'est. Hill et al. (1987) suggèrent d'ailleurs qu'un adcumalat se forme sous un régime dynamique avec d'importantes coulées de lave turbulentes dans lesquelles les températures au site de croissance du cristal ne descendent jamais bien en dessous du liquidus. L'environnement volcanique dynamique permet également l'extraction efficace de la fraction liquide de la zone d'accumulation des cristaux menant alors à une prépondérance d'olivine.

La grande majorité des roches ultramafiques de la zone Frontier indiquent des rapports Cu/Pd comparables à ceux du manteau (fig. 4.13). D'après cette observation, le magma parental des unités en question n'aurait pas subi de ségrégation précoce des sulfures. Les métaux nobles détiennent un coefficient de partage dans les sulfures nettement supérieur au cuivre et au nickel. Si une ségrégation des sulfures en profondeur avait eu lieu,

le magma silicaté devrait alors montrer un appauvrissement significatif en palladium par rapport au cuivre.

5.4 Source du soufre

Après une remontée et une mise en place en surface du magma sans ségrégation prématurée des sulfures, la saturation du magma en liquide sulfuré doit normalement se produire pour que les métaux puissent être collectés. Cette saturation en sulfures est donc nécessaire à la formation des gisements de Ni-Cu-ÉGP. D'après plusieurs études menées sur les gisements magmatiques de nickel, la saturation en soufre du magma s'effectuerait grâce à la contamination de ce dernier par les roches crustales, notamment par les sédiments sulfurés (Naldrett, 1966; Hopwood, 1981; Leshner et al., 1984 : tels que cités par Leshner, 1989). Cette affirmation est basée sur différents indicateurs pouvant être considérés dans un magma potentiellement contaminé. On parle entre autre de xénolites, des données isotopiques de soufre, du système Re-Os, du rapport S/Se ainsi que des éléments incompatibles et ÉTR immobiles. Il est toutefois important de mentionner que certains auteurs n'impliquent pas nécessairement l'ajout d'une source externe de soufre par assimilation de la roche encaissante dans la formation de certains gisements de Ni-Cu-ÉGP. C'est le cas entre autre du gisement de Nebo-Babel en Australie qui aurait expérimenté une saturation en soufre distale en raison de l'absence notable de sulfures dans les roches encaissantes (Seat et al., manuscrit accepté).

Les études des isotopes de soufre de différentes zones minéralisées de la Formation de Raglan indiquent que la majorité du soufre est dérivé des sédiments sulfureux et non du

magma lui-même (Leshner et Ripley, 1992). Mais, des études menées par Shirey et Barnes (1994, 1995) sur le système isotopique de Re-Os montrent qu'aucun signe d'osmium radiogénique n'est visible dans le gisement komatiitique de Cape Smith. Ce dernier ne se serait donc pas formé par incorporation du soufre sédimentaire. Leshner et Stone (1996) a cependant montré que les signes de contamination crustale d'osmium peuvent avoir été effacés en raison d'un dynamisme magmatique trop intense. Un facteur R élevé induirait ainsi un camouflage de l'Os sédimentaire par l'Os de source ignée. Les concentrations en éléments incompatibles ont également permis de modéliser le taux de contamination engendré lors de la formation des complexes minéralisés de l'horizon de Raglan. Burnham et al. (1999) suggèrent que l'enrichissement en éléments incompatibles dans les roches ultramafiques ne peut être induit que par un simple processus de cristallisation fractionnée. Il faudrait que les coulées komatiitiques minéralisées aient assimilé environ 5% de matériel sédimentaire provenant du Povungnituk supérieur pour provoquer un tel enrichissement.

Cette saturation en soufre pourrait être expliquée par l'incorporation de matériel sédimentaire sulfureux s'effectuant sous l'action d'un phénomène d'érosion thermique et/ou d'érosion physique (Hill et al., 1987; Leshner, 1989; Gillies, 1993; Leshner et al., 1999; Williams et al., 1999; Beresford et Cas, 2001; Cas et Beresford, 2001). Le magma komatiitique est extrêmement chaud, peu visqueux, assez dense et montre une tendance à l'écoulement turbulent. Ces qualités permettraient l'érosion et l'assimilation des roches sédimentaires sous-jacentes expliquant du même coup la présence de dépressions (*embayments*) et l'absence de certaines portions de sédiments sous plusieurs unités ultramafiques minéralisées. Leshner (manuscrit accepté) ainsi que Lévesque et

Leshar (2002) interprètent les unités komatiitiques de la Formation de Raglan comme étant des coulées invasives, c'est-à-dire qu'elles se seraient d'abord épanchées sous forme de chenaux de lave en érodant de plus en plus profondément leur substrat jusqu'à développer éventuellement un caractère intrusif. Une telle mise en place peut être expliquée par la densité beaucoup plus élevée de la lave komatiitique comparativement au substrat sédimentaire non consolidé et saturé en eau. Le modèle de Beresford et Cas utilisé pour les coulées invasives de Kambalda illustre bien ce phénomène (fig. 5.1).

La zone Frontier fait également état d'une certaine contamination mais cette contamination paraît très locale. Les évidences sont aussi beaucoup moins claires qu'à Raglan d'autant plus que l'intense altération ayant affecté la roche et les indices de contamination semblent se superposer. La lithogéochimie des roches sédimentaires analysées permet de séparer deux groupes de sédiments à Frontier : un premier groupe, s'apparentant grandement aux sédiments du Povungnituk et un deuxième groupe avec des teneurs anormalement élevées en Nb. Dans les deux cas, un enrichissement en ÉTRL et en Th est observable. À partir de l'examen de ces sédiments, il est possible de déceler des évidences de contamination crustale dans quelques basaltes komatiitiques et roches ultramafiques minéralisées ou non minéralisées. On y note entre autre un léger enrichissement en éléments lithophiles incompatibles ou en Nb. Cependant le problème suivant se pose : l'effet d'altération à Frontier vient compliquer l'interprétation de l'intensité de la contamination. Les quelques échantillons apparaissant contaminés sont pour la plupart des cas fortement métamorphisés. Pour cette raison, le patron des ÉTR et l'enrichissement en Nb peuvent être expliqués par la contamination ou par l'altération ou

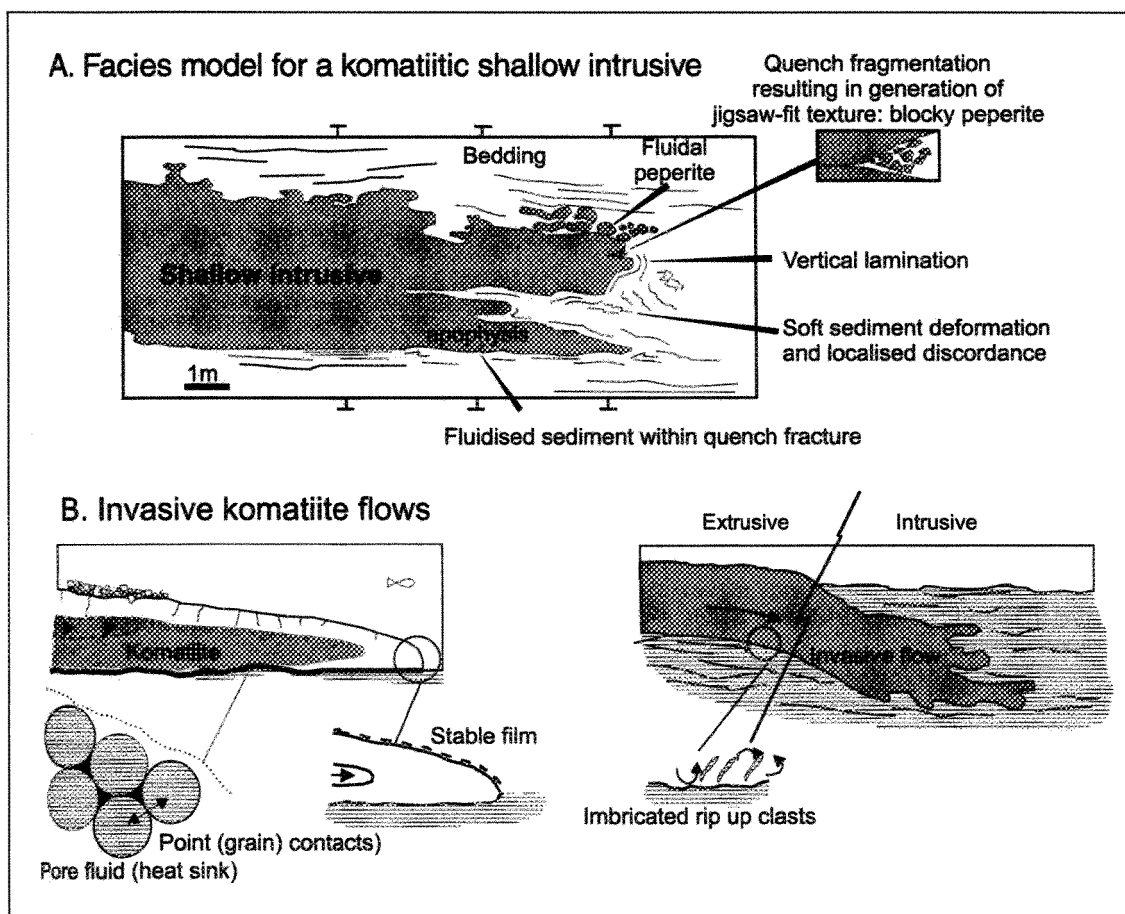


Figure 5.1: A. Modèle génétique utilisé pour les intrusions komatiitiques synsédimentaires de faible profondeur à Kambalda. B. Les intrusions de faible profondeur sont interprétées comme étant des coulées invasives déplaçant les sédiments non consolidés. Tiré de Beresford et Cas (2001).

bien par l'action conjointe des deux processus. L'analyse par LA-ICPMS de clinopyroxènes provenant d'unités ultramafiques de la zone Frontier indique également une contamination observable chez une metabordure figée minéralisée. En effet, un faible enrichissement en éléments des terres rares légers et en Nb y est notable. Il se pourrait cependant que l'enrichissement en ces éléments soit, tout comme pour la géochimie totale, expliqué par un intense métamorphisme. À l'exception de cet échantillon minéralisé, toutes les autres zones à sulfures analysées par LA-ICPMS présentent des clinopyroxènes dont le patron étendu des terres rares se rapproche davantage à celui d'une roche non contaminée. Il est toutefois important de mentionner que cette partie du projet de recherche était expérimentale. Les clinopyroxènes de seulement sept échantillons ont été analysés. Les résultats obtenus ne sont donc pas définitifs. Il est fortement conseillé d'effectuer d'autres analyses de même type afin d'obtenir plus de renseignements sur la question.

En ce qui concerne les autres indicateurs de contaminations comme les isotopes de soufre et système Re-Os, ces derniers n'ont pu être considérés en raison de l'absence de telles données. La qualité des analyses géochimiques de roche totale effectuées par le laboratoire ACME de Vancouver limitait aussi nos interprétations. Sans remettre en cause la très grande utilité des laboratoires commerciaux, il est reconnu par la communauté scientifique que ces laboratoires ont souvent la réputation d'obtenir des résultats d'analyses acceptables pour le domaine de l'exploration mais pas nécessairement adéquats pour le milieu académique. Dans le cadre de cette étude, la qualité des résultats obtenus pour les éléments les plus critiques permettant l'évaluation de la contamination (Se, Th, Ta, Nb, REE) ne peut malheureusement pas être vérifiée. En effet, plusieurs de ces éléments ne sont

pas disponibles dans les matériels de référence certifiés utilisés comme standards ou se trouvent en dessous ou très près de la limite de détection de l'appareil. Lorsque ces derniers se situent près de la limite de détection, le risque d'interférence avec d'autres éléments est élevé. Bien sur, les interférences spectrales peuvent être corrigées mais comme la qualité des données obtenue est questionnable, il se pourrait que le laboratoire n'ait pas fait les corrections adéquates à ce niveau. La contamination faisant référence à des quantités infimes d'éléments, il est primordial de demeurer très prudent dans nos interprétations concernant la saturation en soufre du magma.

De façon générale, vu le caractère très local de la contamination et l'absence de signature sédimentaire dans plusieurs échantillons minéralisés de la zone Frontier, il se pourrait que la saturation en soufre et la ségrégation des sulfures ne furent pas nécessairement déclenchées par un processus de contamination. Une autre option possible serait celle d'un système très dynamique où le magma, à partir duquel les sulfures ont ségrégé préalablement, fut expulsé en dehors d'un conduit magmatique laissant derrière lui les sulfures. Ces sulfures auraient ensuite été entraînés par une seconde remontée de magma non contaminée (Maier et al., 2001). Le modèle d'érosion thermique à partir de coulées invasives utilisé pour expliquer la formation des gisements de Raglan pourrait s'appliquer à la zone Frontier mais seulement en partie. Peut-être les coulées komatiitiques de la zone Frontier étaient-elles moins épaisses, moins chaudes et moins denses. Il se pourrait aussi qu'elles se soient mises en place dans des conditions d'épanchement plus laminaire que turbulent n'ayant ainsi qu'un effet très limité sur les sédiments encaissants.

Il ne fait pas de doute que la quantité d'informations accessible pour l'horizon de Raglan est nettement supérieure à celles actuellement disponibles pour la zone Frontier. Les données accumulées jusqu'à maintenant ne permettent pas de déterminer avec certitude la présence ou l'absence d'une contamination significative. Il n'est pas non plus possible de savoir si le modèle d'érosion thermique de Raglan est entièrement applicable à la zone Frontier. Le contrôle des événements nous échappe vu le manque d'informations et la valeur incertaine des analyses.

5.5 Concentration des métaux

Une fois la saturation en soufre accomplie, le liquide sulfuré peut alors se mélanger au liquide silicaté induisant ainsi la concentration des phases métalliques. Dépendamment sous quelles conditions cette étape se produit, la composition en nickel, en cuivre et en métaux nobles des zones minéralisées différera.

Le liquide sulfuré immiscible se sépare du magma mafique ou ultramafique en formant de fines gouttelettes. Sous l'effet de la turbulence, les gouttelettes de sulfure vont se mélanger au magma silicaté et collecter les métaux présents. À Frontier tout comme à Raglan, des globules de sulfures accompagnent souvent les sulfures disséminés. Ces globules sont généralement de bons indicateurs d'un contexte d'immiscibilité entre le liquide silicaté et le liquide sulfuré. Les gouttelettes de sulfures ainsi formées vont se mélanger au magma. Ce mélange doit être efficace pour que l'extraction du nickel soit maximale. Cette efficacité est accrue par la turbulence du magma (Rice et Moore, 2001). Les tourbillons se formant dans la lave komatiitique en épanchement assurent un mélange

intime des particules de sulfure liquide avec le magma silicaté permettant ainsi une extraction et une répartition adéquate des métaux. Ces tourbillons pourraient se former suite à une augmentation de la vitesse d'écoulement de la lave notamment au niveau d'une dépression (pente paléotopographique descendante, *embayment*). Les évidences de turbulence d'une lave sont difficilement observables sur le terrain. Il est toutefois important de noter que les principales lentilles minéralisées de la Formation de Raglan et de la zone Frontier se situent à la base de cumulats à olivine au niveau de creux concaves. Selon Rice et Moore (2001) ce genre de dépressions correspondrait à un endroit propice pour la formation de tourbillons magmatiques.

Un autre point très important en ce qui concerne la concentration d'un métal dans les sulfures est le facteur R. Le facteur R est le rapport du magma silicaté sur le liquide sulfuré. Il est directement relié à la variation des métaux dans les gisements magmatiques. En effet, pour que les sulfures soient riches en métaux, le liquide sulfuré doit exercer une interaction avec le plus grand volume de magma possible (Barnes et Maier, 1999). Une coulée épaisse conduirait donc préférentiellement à un grand facteur R. Barnes et Lightfoot (2005) mentionnent qu'un facteur R de 1000 serait nécessaire pour obtenir les concentrations maximales en nickel. Pour atteindre de telles valeurs, l'environnement magmatique doit faire preuve d'un dynamisme assez élevé. Dans la ceinture de Cape Smith, les sulfures des gisements de Katinniq, de 2-3, de Cross Lake et de Méquillon font références à un facteur R d'environ 1000. En ce qui concerne la zone Frontier, les rapports Cu/Pd suggèrent que la majorité des échantillons contiennent 1-20% de sulfures et ont été influencés par des facteurs R entre 100 et 500 (fig. 4.13). Seulement quelques roches ultramafiques riches en

sulfures ont subi un facteur R d'à peu près 1000. Ces échantillons indiqueraient un contexte plus dynamique au niveau d'unités ultramafiques à Frontier South et Frontier Central. Une autre possibilité serait que ces échantillons se rangeraient plutôt dans la catégorie des sulfures magmatiques remobilisés expliquant du même coup leurs localisations et textures particulières notamment pour les échantillons C-04-42 et C-04-43 du trou WR-04-09. Les facteurs R de 1000 et plus obtenus pour les sulfures magmatiques remobilisés ne sont pas représentatifs car les phénomènes de remobilisation et de déformation affectent grandement les concentrations en cuivre et en palladium des sulfures.

Selon les concentrations en nickel, trois types de minéralisation caractérisent la zone Frontier : (1) une minéralisation riche en nickel avec des concentrations se situant entre celles des gisements 2-3 et Cross Lake, on parle d'une moyenne d'environ 7.5% nickel à 100% de sulfures, (2) une minéralisation moyennement riche en nickel qui consiste essentiellement en des sulfures remobilisés et (3) une minéralisation pauvre en nickel des roches sédimentaires et des basaltes. À l'exception de quelques sulfures dont ceux de l'échantillon C-04-32 provenant du trou WR-03-14, les roches riches en sulfures de la zone Frontier montrent des concentrations en nickel recalculées à 100% souvent inférieures à celles de Katinniq et 2-3 où on estime respectivement 10.5% et 12% Ni dans 100% de sulfures. Cette différence pourrait être justifiée par les facteurs R généralement plus bas et/ou par une turbulence moins prononcée du magma. Le liquide sulfuré aurait donc été en contact avec un plus faible volume de magma. Ceci n'exclut toutefois pas la possibilité d'un gisement économique car en considérant une teneur limite de 1% Ni, on estime qu'environ 12% de sulfures dans la roche sont nécessaires pour rendre possible

l'exploitation. Ce qui est tout à fait réaliste à la zone Frontier, en autant bien sur que la taille et la quantité des lentilles minéralisées le permettent. À cela s'ajoutent les roches faiblement minéralisées qui indiquent des concentrations en nickel normalisées à 100% de sulfures se rapprochant d'avantage des gisements de 2-3 et de Katinniq. La forte teneur en nickel de ces dernières suggère un contexte favorable à l'enrichissement des sulfures en métaux, ce qui n'écarte par la découverte future d'importants corps minéralisés plus riches que ceux actuellement trouvés.

5.6 Accumulation et cristallisation du liquide sulfuré

Suite à une diminution de la vitesse d'écoulement de la lave, les sulfures qui ont préférentiellement collectés les métaux vont précipiter au fond de dépressions sous l'effet de la gravité. Un conduit nourricier pénétrant dans une chambre magmatique ou un filon-couche va également expérimenter une perte drastique de vélocité. Ce lieu stratégique sera donc lui aussi favorable à l'accumulation du liquide sulfuré.

À la zone Frontier tout comme dans l'horizon de Raglan, les sulfures de nickel-cuivre riches en éléments du groupe du platine se trouvent principalement à la base des coulées ultramafiques ou conduits sub-volcaniques au niveau de dépressions qui semblent avoir creusées la roche encaissante. Les lentilles minéralisées typiques sont constituées de sulfures matriciels surmontés par des sulfures disséminés, avec à l'occasion un horizon de sulfures massifs à la base. Ces sulfures de Ni-Cu-ÉGP consistent essentiellement en un assemblage de pyrrhotite, pentlandite et chalcoppyrite dans des proportions variables et sont

associés à des cumulats à olivine ou à des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique ou plus rarement à des metabordures figées inférieures.

La zone Frontier présente souvent des sulfures magmatiques à l'extérieur des unités ultramafiques : dans des sédiments ou des basaltes komatiitiques. Ces sulfures sont généralement semi-massifs à massifs et présentent des textures bréchiques ou en bandes. Ils semblent enrichis en cuivre et appauvris en nickel comparativement aux échantillons minéralisés en place. Ces sulfures auraient été remobilisés selon deux processus : (1) une remobilisation tectonique à l'état liquide ou solide, ou (2) une remobilisation par sédimentation à l'état liquide. Les sulfures auraient été injectés lors de la déformation dans des fractures ou au niveau de contacts géologiques entre deux unités stratigraphiques soit de façon syngénétique à l'état liquide, soit durant des processus tardifs de tectonisme. Les plus faibles concentrations en nickel de ces sulfures magmatiques remobilisés sont expliquées par le phénomène suivant : la chalcopryrite et la pyrrhotite étant plus incompetentes que la pentlandite (McQueen, 1987), ces premières vont fluer plus facilement lors d'une déformation quelconque en laissant derrière elles les sulfures de nickel. À part une fracturation préférentielle de la pyrrhotite dans quelques échantillons, les textures et macles de déformation qui devraient normalement apparaître dans les sulfures remobilisés n'ont pas été observées. Il est cependant probable que ces textures aient été effacées par le métamorphisme ayant affecté la roche. Il est également possible que la déformation n'ait pas joué de rôle significatif dans la remobilisation de certains sulfures et que ceux-ci, sous l'effet de la gravité, se soient plutôt échappés par de petites fissures à la base de l'unité ultramafique et aient pénétré dans les sédiments partiellement consolidés.

Les deux processus de remobilisations touchent plus particulièrement les sulfures de cuivre. Le liquide sulfureux riche en cuivre est plus dense que les liquides sulfureux de fer et de nickel et la chalcopryrite est la plus incompetente des trois sulfures rencontrés à Frontier.

Dans cette étude, il n'était pas question de préciser la géométrie exacte des corps minéralisés, d'autant plus que les données et informations disponibles en ce sens sont actuellement insuffisantes. Un problème se posait également dans la collecte d'échantillons. L'accessibilité à la carotte de forage fortement minéralisée était très limitée car les zones minéralisées les plus importantes (par ex. les trous WR-03-08 et WR-03-16) ont été conservées dans le cadre d'expositions promotionnelles ou furent échantillonnées à maintes reprises. La faible quantité de roche restante ne permettait donc pas la prise d'échantillons supplémentaires. Ceci nous privait donc d'échantillons potentiellement intéressants au niveau des textures, de la minéralogie et de la géochimie totale d'importants sulfures magmatiques de la zone Frontier.

5.7 Potentiel économique de la zone Frontier

Après évaluation des différentes étapes nécessaires à la formation d'un gisement magmatique et leur application à la zone étudiée, la question suivante se pose : les sulfures contenus dans le complexe mafique-ultramafique de la zone Frontier sont-ils assez riches en métaux et se trouvent-ils en assez grande quantité pour être économiquement intéressants? Faisant suite à la comparaison entre la zone Frontier et le gisement de Raglan actuellement exploité, les paragraphes suivants proposent une réponse à cette question.

Les aspects pétrographiques et géochimiques de la zone Frontier ont été étudiés entre autre dans le but d'en évaluer le potentiel économique pour un gisement de Ni-Cu-ÉGP. Sur la base des informations actuellement disponibles, ces aspects ont montré que la zone Frontier semble, en terme de sulfures magmatiques, de moindre envergure et moins riche que la Formation de Raglan. Les lentilles minéralisées sont généralement plus rares et sont beaucoup plus petites. Malgré le fait que certains échantillons soient très riches en métaux, la concentration moyenne en nickel pour les échantillons fortement minéralisés est plus faible que celles observées à Katinniq, 2-3 et Donaldson.

Il se pourrait que le magma ayant formé les unités ultramafiques de la zone Frontier se soit mis en place dans un contexte moins dynamique. Ceci expliquerait notamment les plus faibles degrés de contamination et d'accumulation d'olivine. Si la contamination ne fut pas assez importante, il est possible que les sulfures ne se soient pas accumulés en assez grande quantité pour former un gisement suffisamment riche et de dimension assez importante pour avoir une valeur économique. La faible épaisseur des sédiments à Frontier pourrait limiter le taux de contamination. En effet, lorsque les sédiments sont minces, l'assimilation de ceux-ci par érosion thermique et/ou physique s'effectue très rapidement. Le magma continu à couler en entraînant du même coup la contamination. Un dynamisme magmatique plus faible aurait également pour conséquence des concentrations en métaux moins élevées.

Les chances d'obtenir un gisement de haute teneur ne sont pas à écarter complètement. Les indices de la zone Frontier n'ont pas fait l'objet d'un appauvrissement

en métaux nobles comparativement au nickel et au cuivre. Le magma n'a donc pas subi le retrait prématuré de sulfures à la source. De plus, les unités ultramafiques sont généralement épaisses et semblent former un empilement de chenaux de lave se poursuivant en profondeur. Des trous de forage plus profonds pourraient peut-être intercepter d'importantes lentilles minéralisées non découvertes jusqu'à maintenant. Le contexte de mise en place du magma serait favorable car tout comme à Raglan, les unités ultramafiques de la zone Frontier semblent associées d'avantage à un système de coulées invasives plutôt qu'à un système intrusif. Un autre point non négligeable est la récupération possible de la pentlandite. Malgré le fait que la pentlandite se trouve parfois sous forme d'exsolutions en flamme dans la pyrrhotite, elle forme plus souvent des agrégats granulaires assez grossiers pour pouvoir permettre une bonne récupération du nickel.

CHAPITRE 6

CONCLUSION

La mise en exploitation du gisement de Raglan dans la Ceinture de Cape Smith a généré un intérêt grandissant de la part des compagnies d'exploration minière pour cette région du nord québécois. De nombreux géologues, géophysiciens, techniciens et foreurs y travaillent avec acharnement dans le but d'y trouver des indices minéralisés nickélifères et espérons-le, une nouvelle mine. C'est dans le cadre de tels travaux d'exploration que le présent mémoire de maîtrise a été initié. La découverte d'importants sulfures de nickel dans la région du lac Chukotat a justifié la présente étude visant la caractérisation du complexe mafique-ultramafique de la zone Frontier et des indices de Ni-Cu-ÉGP associés. C'est donc par l'entremise d'une analyse pétrographique et géochimique détaillée qu'il a été possible de savoir si le modèle magmatique de sulfures utilisé pour la mine Raglan est applicable aux minéralisations de Ni-Cu-ÉGP de la zone Frontier et par le fait même, de déterminer si cette dernière peut être économiquement intéressante. Voici les conclusions majeures de cette étude :

- 1) La zone Frontier est constituée principalement de deux suites magmatiques, soit une d'affinité komatiitique et une autre d'affinité tholéiitique. La première comprend les basaltes komatiitiques et les unités ultramafiques et fait partie du Groupe de Chukotat inférieur tandis que la deuxième consiste en des basaltes ophitiques et est interprétée comme étant un équivalent du Groupe de Povungnituk supérieur. Les unités

ultramafiques ont la même position stratigraphique que celles contenant les plus importants gisements de Ni-Cu-ÉGP de la Ceinture de Cape Smith, ce qui en fait un milieu d'exploration stratégique.

- 2) À moins qu'elle n'ait été remobilisée, la minéralisation de la zone Frontier se trouve associée aux unités ultramafiques. Ces dernières sont des orthocumulats à olivine ou des orthocumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique et sont souvent entourées d'une bordure figée métamorphisée. Ces roches correspondent respectivement à la péridotite, la pyroxénite à olivine et la pyroxénite de Raglan. La nomenclature utilisée l'a été dans le but d'éviter toute connotation génétique. Elle permet aussi de tenir compte de la présence importante de verre dévitrifié et de produits métamorphiques que la classification précédente ne pouvait faire, en théorie. À part une différenciation et une quantité d'olivine généralement moins importantes, les unités ultramafiques de la zone Frontier ressemblent grandement à celles rencontrées dans la Formation de Raglan.
- 3) Le liquide magmatique parental peut être représenté par le basalte komatiitique. La géochimie totale suggère que ce dernier s'apparente grandement aux basaltes à spinifex des gisements de Katinniq et de la zone 2-3. Cependant, les valeurs pour certains métaux sont légèrement inférieures. Ceci pourrait être dû au fait qu'une fraction du soufre est retenue dans le système minéralisé, lequel est situé juste en dessous des basaltes komatiitiques à Frontier. La grande majorité des roches ultramafiques de la zone Frontier indiquent des rapports Cu/Pd comparables à ceux du manteau. D'après

cette observation, le magma parental des unités en question n'aurait pas subi une ségrégation de sulfures en profondeur.

- 4) Les données géochimiques et les analyses de clinopyroxènes par LA-ICPMS montrent une certaine contamination par les sédiments chez quelques basaltes komatiitiques et roches ultramafiques minéralisées ou non minéralisées (enrichissement en ÉTRL et Nb). Cette contamination est toutefois très locale et beaucoup moins claire qu'à Raglan. De plus, l'intense altération ayant affecté la roche semble se superposer aux indices de contamination.
- 5) Au point de vue pétrographique, quatre types de sulfures magmatiques sont présents, soit massifs, matriciels, disséminés et remobilisés. Ils sont formés essentiellement de pyrrhotite, de pentlandite et de chalcopyrite. La pentlandite forme surtout des agrégats granulaires assez grossiers ce qui facilite grandement son extraction. Au niveau géochimique, la minéralisation se divise en trois : (1) une minéralisation riche en nickel avec des concentrations se situant entre celles des gisements 2-3 et Cross Lake, on parle d'une moyenne d'environ 7.5% nickel à 100% de sulfures, (2) une minéralisation moyennement riche en nickel qui consiste essentiellement en des sulfures remobilisés et (3) une minéralisation pauvre en nickel faisant référence aux roches sédimentaires et aux basaltes.
- 6) Les rapports Cu/Pd suggèrent que la majorité des échantillons à Frontier ont été influencés par des facteurs R entre 100 et 500, ce qui est inférieur au facteur R de 1000 nécessaire à l'obtention des concentrations maximales en nickel. Certaines roches

ultramafiques riches en sulfures indiquent cependant un facteur R d'à peu près 1000 faisant référence à un contexte magmatique plus dynamique.

- 7) Après avoir considéré les étapes nécessaires à la formation d'un gisement de Ni-Cu-ÉGP et le modèle magmatique utilisé à la mine Raglan, les chances d'obtenir un gisement de haute teneur dans la zone Frontier sont assez élevées. Il est certain qu'en se basant uniquement sur la moyenne des informations actuellement disponibles, la zone Frontier semble contenir moins de sulfures magmatiques et paraît de façon générale plus pauvre en nickel et moins contaminée que Katinniq, 2-3 et Donaldson. Cependant certains horizons ultramafiques en particulier montreraient les caractéristiques propices à la formation d'importantes zones minéralisées riches en sulfures. Les échantillons collectés au niveau des trous WR-03-16 et WR-03-14 à Frontier Central indiquent d'ailleurs des concentrations en nickel et des facteurs R hautement favorables. Certaines coulées auraient donc pu avoir subi un dynamisme magmatique plus intense et une contamination plus prononcée induisant du même coup une accumulation significative de sulfures riches en métaux.
- 8) La nécessité d'obtenir un plus grand nombre de données et d'informations est primordiale à la découverte d'un gisement économique de Ni-Cu-ÉGP dans la région de la zone Frontier. D'autant plus que la localisation spatiale des sulfures semble souvent être affectée par des phénomènes intenses de déformation et de métamorphisme. Il sera ainsi possible de cibler l'exploration au niveau des coulées les plus propices à la formation d'un tel gisement, c'est-à-dire les plus riches en

magnésium et les plus épaisses. Cela permettra également une meilleure compréhension de la géométrie de ces coulées pour pouvoir focaliser au niveau des creux d'érosion et des zones propices de contamination.

RÉFÉRENCES

- ARNDT, N.T. et FLEET, M.E., 1979. Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite lava flows. *American Mineralogist* **64**, 856-864.
- ARNDT, N.T. et NISBET, E.G., 1982. What is a komatiite?, *dans* Arndt, N.T. et Nisbet, E.G. (Éditeurs), Komatiites. Londres; George Allen and Unwin, 19-28.
- ATKINSON, B.K., 1974. Experimental deformation of polycrystalline galena, chalcopyrite and pyrrhotite. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy* **83B**, 19-28.
- ATKINSON, B.K., 1975. A preliminary study of the influence of temperature and strain rate on the rheology of a polycrystalline pyrrhotite ore. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 483-499.
- BAKER D.R., BARNES, S.-J., SIMON, G. et BERNIER, F., 2001. Fluid transport of sulfur and metals between sulfide melt and basaltic melt, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 537-546.
- BARAGAR, W.R.A. et SCOATES, R.F.J., 1987. Volcanic geochemistry of the northern segments of the Circum-Superior Belt of the Canadian Shield, *dans* Pharaoh, T.C., Beckinsale, R.D. et Rickard, D.T. (Éditeurs), Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites. *Geological Society Special Publications*, numéro 33, 113-131.
- BARNES, S.-J., 1985. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos* **18**, 241-270.
- BARNES, S.-J. et GIOVENAZZO, D., 1990. Platinum-group elements in the Bravo intrusion, Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *The Canadian Mineralogist* **28**, 431-449.
- BARNES, S.-J. et LIGHTFOOT, P.C., 2005. Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. *Economic Geology* **100**, 179-213.
- BARNES, S.-J. et MAIER, W.D., 1999. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids, *dans* Keays, R.R., Leshner, C.M., Lightfoot, P.C. et Farrow, C.E.G. (Éditeurs), Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration. *Geological Association of Canada, Short Course* **13**, 69-106.

- BARNES, S.-J. et PICARD, C.P., 1993. The behaviour of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation, and sulphide segregation: An example from the Cape Smith fold belt, northern Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 79-87.
- BARNES, S.-J., COATS, C.J.A. et NALDRETT, A.J., 1982. Petrogenesis of a Proterozoic nickel-sulfide-komatiite association: The Katiniq sill, Ungava, Quebec. *Economic Geology* **77**, 413-429.
- BARNES, S.-J., BOYD, R., KORNELIUSSEN, A., NILSSON, L.P., OFTEN, M., PEDERSEN, R.B. et 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, dans Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W. et Cribb, S.J. (Éditeurs), *Geo-platinum 87*. Londres: Elsevier Applied Science, 113-143.
- BARNES, S.-J., PICARD, C., GIOVENAZZO, D. et TREMBLAY, C., 1992. The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. *Australian Journal of Earth Sciences* **39**, 335-347.
- BARNES, S.-J., COUTURE, J.-F., SAWYER, E.W. et BOUCHAIB, C., 1993. Nickel-Copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in the interpreting platinum-group element distributions. *Economic geology* **88**, 1402-1418.
- BARNES, S.-J., ZIENTEK, M.L. et SEVERSON, M.J., 1997. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences* **34**, 337-351.
- BARNES, S.-J., MELEZHIK, V.A. et SOKOLOV, S.V., 2001. The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola Peninsula, Northwestern Russia, dans Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), *Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 447-471.
- BARNES, S.J., 2000. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of petrology* **41**, 387-409.
- BARNES, S.J., accepté. Komatiites: petrology, volcanology, metamorphism and geochemistry, dans CSIRO Exploration and Mining, *Nickel Sulphide Deposits of the Yilgarn Craton*. Accepté par *CSIRO Explores* **3**.
- BARNES, S.J. et BARNES, S.-J., 1990. A new interpretation of the Katiniq nickel deposit, Ungava, northern Quebec. *Economic Geology* **85**, 1269-1272.

- BARNES, S.J., LESHER, C.M. et KEAYS, R.R., 1995. Geochemistry of mineralised and barren komatiites from the Perseverance nickel deposit, Western Australia. *Lithos* **34**, 209-234.
- BARNES, S.J., HILL, R.E.T., PERRING, C.S. et DOWLING, S.E., 2004. Lithogeochemical exploration for komatiite-associated Ni-sulfide deposits: strategies and limitations. *Mineralogy and Petrology* **82**, 259-293.
- BEGIN, N.J., 1989. P-T conditions of metamorphism inferred from the metabasites of the Cape Smith Belt, northern Quebec. *Geoscience Canada* **16**, 151-154.
- BERESFORD, S.W. et CAS, R.A.F., 2001. Komatiitic invasive lava flows, Kambalda, Western Australia, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 525-535.
- BERGERON, R., 1957. Rapport préliminaire sur la bande de Cape Smith – Wakeham, Nouveau Québec. Ministère des Mines du Québec. RP-355, 11 p.
- BERGERON, R., 1959. Rapport préliminaire sur la région des monts Povungnituk, Nouveau Québec. Ministère des Mines du Québec. RP-392, 11 p.
- BUCHER, K. et FREY, M., 2002. Petrogenesis of metamorphic rocks. Federal Republic of Germany : Heidelberg, Springer-Verlag, 341 p.
- BUDKEWITSCH, P., 1994. Géologie de la région du lac renard, Fosse de l'Ungava (SNRC 35G/5E). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 94-14, 1 carte annotée, N&B, 1:10 000.
- BURNHAM, O.M., LESHER, C.M. et KEAYS, R.R., 1999. Geochemistry and Petrogenesis of Mafic-Ultramafic Complexes and Associated Basalts in the Raglan Block, *dans* Leshner, C.M. (Éditeur), Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University (Sudbury), Guidebook Series, volume 2, 159-173.
- CAMPBELL, I.H. et Naldrett, A.J., 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology* **74**, 1503-1506.
- CAS, R.A.F. et BERESFORD, S.W., 2001. Field characteristics and erosional processes associated with komatiitic lavas: implications for flow behavior, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 505-524.

- CAS, R.A.F. et WRIGHT, J.V., 1987. Volcanic successions : modern and ancient : a geological approach to processes, products and successions. Londres, Boston : George Allen & Unwin, 528 p.
- CLARK, B.R. et KELLY, W.C., 1973. Sulfide deformation studies : I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2,000 bars and 500°C. *Economic Geology* **68**, 332-352.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. New York: John Wiley and Sons, 528 p.
- DILLON-LEITCH, H.C.H., WATKINSON, D.H. et COATS, C.J.A., 1986. Distribution of Platinum-group elements in the Donaldson West deposit, Cape Smith Belt, Quebec. *Economic Geology* **81**, 1147-1158.
- DUFRESNE, R., DOMBROWSKI, C. et GABRIEL, M., 2005. West Raglan Activity Report 2004, JV / Option, AAEC – Knight Resources Ltd, Project # 2365, NTS 35G/05, 35G/06, 35 F/08, Nunavik, Québec. Non publié, 1-59.
- FOLK, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: Hemphill's, 170 p.
- FOSTER, J.G., LAMBERT, D.D., FRICK, L.R. et MAAS, R., 1996. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatiites. *Letters to Nature* **382**, 703-706.
- FRANCIS, R.D., 1990. Sulfide globules in mid-ocean ridge basalts (MORB) and the effect of oxygen abundance in Fe-S-O liquids on the ability of those liquids to partition metals from MORB and komatiitic magmas. *Chemical Geology* **85**, 199-213.
- FRANCIS, D.M., LUDDEN, J.N. et HYNES, A.J., 1983. Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology* **24**, 556-582.
- GILLIES, S.L., 1993. Physical volcanology of the Katinniq Peridotite Complex and associated Fe-Ni-Cu-(PGE) mineralization, Cape Smith Belt, Northern Quebec. Mémoire de maîtrise, Université d'Alabama, 146 p.
- GIOVENAZZO, D., 1986. La Fosse de l'Ungava : une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine, dans Lamothe D., Gagnon, R. et Clark, T. (Éditeurs), Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, 75-81.
- GIOVENAZZO, D., 1991. Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EGP de la région de Delta, ceinture de Cape-Smith, Nouveau-Québec. Thèse de PhD, Université du Québec à Chicoutimi, 238 p.

- GIOVENAZZO, D., PICARD, C. et GUHA, J., 1989. Tectonic setting of Ni-Cu-EGP deposits in the central part of the Cape Smith Belt. *Geoscience Canada* **16**, numéro 3, 134-136.
- GREEN, A.H. et DUPRAS, N., 1999. Exploration Model for Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Mineralization in the Raglan Belt, *dans* Leshner, C.M. (Éditeur), Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University (Sudbury), Guidebook Series, volume 2, 191-198.
- HASIK, V., MAECKELBURG, E. et GIOVENAZZO, D., 1995. Rapport géologique, propriété du lac Chukotat, P.E. 1055. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM 54090, 45 p.
- HAUGHTON, D.R., ROEDER, P.L. et SKINNER, B.J., 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology* **69**, 451-467.
- HAURI, E.H., WAGNER, T.P. et GROVE, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* **117**, 149-166.
- HILL, R.E.T., GOLE, M.J. et BARNES, S.J., 1987. Physical Volcanology of Komatiites: A field guide to the komatiites between Kalgoorlie and Wiluna, Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia. Excursion Guide Book, numéro 1, Geological Society of Australia, 1-74.
- HILL, E., WOOD, B.J. et BLUNDY, J.D., 2000. The effect of Ca-Tschermaks component on trace element partitioning between clinopyroxene and silicate melt, *dans* Austrheim, H. et Griffin, W.L. (Éditeurs), Element partitioning in geochemistry and petrology; special volume in honour of Brenda B. Jensen. *Lithos* **53**, 203-215.
- HOFFMAN, P.F., 1985. Is the Cape Smith Belt (northern Quebec) a klippe?. *Canadian Journal of Earth Sciences* **22**, 1361-1369.
- HOLLOCHER, K. et RUIZ, J., 1995. Major and trace element determinations on NIST glass standard reference materials 611, 612, 614 and 1834 by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards Newsletter* **19**, 27-34.
- HOPWOOD, T., 1981. The significance of pyritic black shales in the genesis of Archean nickel sulphide deposits, *dans* Wolf, K.H. (Éditeur), Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, volume 9. Elsevier, Amsterdam, 411-467.
- HYNES, A. et FRANCIS, D.M., 1982. A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics* **88**, 23-59.

- IRVINE, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* **23**, numéro 2, 127-162.
- JACKSON, S.E., LONGERICH, H.P., DUNNING, G.R. et FRYER, B.J., 1992. The application of laser-ablation microprobe inductively coupled plasma – mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determinations in minerals. *Canadian Mineralogist* **30**, 1049-1064.
- JENSEN, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, numéro 66, 22 p.
- JOLLY, W.T., 1982. Progressive metamorphism of komatiites and related Archean lavas of the Abitibi area, Canada, *dans* Arndt, N.T. et Nisbet, E.G. (Éditeurs), *Komatiites*. Londres: George Allen and Unwin, 247-266.
- KEAYS, R.R., 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos* **34**, 1-18.
- KELLY, W.C. and CLARK, B.R., 1975. Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite at 2,000 bars and 500°C. *Economic Geology* **70**, 431-453.
- KIMBALL, K.L., 1990. Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **105**, 337-346.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.
- LAHAYE, Y., BARNES, S.-J., FRICK, L.R. et LAMBERT, D.D., 2001. Re-Os isotopic study of komatiitic volcanism and magmatic sulfide formation in the southern Abitibi Greenstone belt, Ontario, Canada, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), *Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 473-490.
- LAMBERT, D.D., FOSTER, J.G., FRICK, L.R. et RIPLEY, E.M., 1999. Re-Os isotope geochemistry of magmatic sulfide ore systems, *dans* Lambert, D.D. et Ruiz, J., (Éditeurs), *Application of Radiogenic Isotopes to Ore Deposit Research and Exploration. Reviews in Economic Geology* **12**, 29-57.
- LAMOTHE, D., 1986. Développements récents dans la Fosse de l'Ungava, *dans* Lamothe D., Gagnon, R. et Clark, T. (Éditeurs), *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, 1-6.
- LAMOTHE, D., 1993. Géologie de la Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec, *dans* Dubé, C. (Éditeur), *Géologie du Québec. Les publications du Québec*, 67-74.

- LAMOTHE, D., 1996. Carte géologique de la Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO 96-04.
- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S. et autres, 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* **35**, 219-246.
- LE MAITRE, R.W. (éditeur), STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. et autres, 2002. Igneous Rocks : A Classification and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University, 252 p.
- LESHER, C.M., 1989. Komatiite-associated nickel sulfide deposits, dans Whitney, J.A. et Naldrett, A.J. (Éditeurs), Ore Deposition Associated with Magmas. *Reviews in Economic Geology* **4**, 45-101.
- LESHER, C.M., Accepté. Ni-Cu-(PGE) Deposits in the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec, dans Goodfellow, W.D. (Éditeur), Mineral Resources of Canada : A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Survey of Canada and Mineral Deposits Division of the Geological Association of Canada, Special publication.
- LESHER, C.M. et BURNHAM, O.M., 1999. Mass balance and mixing in dynamic ore-forming magmatic systems, dans Keays, R.R., Leshner C.M., Lightfoot, P.C. et Farrow, C.E.G. (Éditeurs), Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application to Mineral Exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes* **13**, 413-449.
- LESHER, C.M. et BURNHAM, O.M., 2001. Multicomponent elemental and isotopic mixing in Ni-Cu-(PGE) ores at Kambalda, Western Australia, dans Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 421-444.
- LESHER, C.M. et CAMPBELL, I.H., 1993. Geochemical and fluid dynamic modeling of compositional variations in Archean komatiite-hosted nickel sulfide ores in Western Australia. *Economic Geology* **88**, 804-816.
- LESHER, C.M. et RIPLEY, E.M., 1992. Stable isotope geochemistry of Proterozoic komatiitic peridotite-associated Fe-Ni-Cu sulfide deposits, Raglan block, Cape Smith belt, New Québec. Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs, volume 24, numéro 7, A62.

- LESHER, C.M. et STONE, W.E., 1996. Exploration geochemistry of komatiites, *dans* Wyman, D.A. (Éditeur), *Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes* 12, 153-204.
- LESHER, C.M., ARNDT, N.T., et GROVES, D.I., 1984. Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: A distal volcanic model, *dans* Buchanan, D.L. et Jones, M.J. (Éditeurs), *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks, Proceeding of International Geological Correlation Program Projects 162 and 91, Third Nickel Sulphide Field Conference, Perth, Western Australia. Institution of Mining and Metallurgy, Londres*, 70-80.
- LESHER, C.M., THIBERT, F., GILLIES, S.L., STILSON, C. M., THACKER, J.L. et WILLIAMS, D.A., 1999. Lithology and Physical Volcanology of Komatiitic Peridotite-Gabbro Complexes in the Raglan Block, *dans* Leshner, C.M. (Éditeur), *Komatiite Peridotite-Hosted Fe-Ni-Cu-(PGE) Sulphide Deposits in the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. Mineral Exploration Research Centre, Laurentian Univ. (Sudbury), Guidebook Ser. 2*, 43-60.
- LÉVESQUE, M. et LESHER, C.M., 2002. Invasive Features of Mafic-Ultramafic Rocks at the Zone 3, Zone 2, and Katinniq Ni-Cu-(PGE) Deposits, Raglan Formation, Cape Smith Belt, Nouveau-Québec. [En ligne] 9th International Platinum Symposium, Stillwater, <http://www.nicholas.duke.edu/people/faculty/boudreau/IPS_Abstracts.htm>, Consulté le 2007.03.20.
- LI, C. et RIPLEY, E.M., 2005. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits. *Mineralium Deposita* 40, 218-230.
- LUCAS, S.B. et St-ONGE, M.R., 1989. Structural evolution of the Cape Smith Belt from initial thrusting to basement-involved folding. *Geoscience Canada* 16, 122-126.
- MACLEAN, W.H., 1969. Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe₃O₄-SiO₂ system, and their application in geology. *Economic Geology* 64, 865-884.
- MAIER, W.D., LI, C. et SYBRAND, A.D., 2001. Why are there no major Ni-Cu sulfide deposits in large layered mafic-ultramafic intrusions?, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), *Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. The Canadian Mineralogist* 39, 2^{ième} partie, 547-556.

- MATHEZ, E.A., 1999. On factors controlling the concentrations of platinum group elements in layered intrusions and chromitites, *dans* Keays, R.R., Leshar, C.M., Lightfoot, P.C. et Farrow, C.E.G. (Éditeurs), *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their Application to Mineral Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 13*, 251-285.
- McDONALD, J.A. et PATERSON, M.S., 1980. Experimental deformation of nickel sulfide ores and their host rocks, Lunnon Shoot, Kambalda, Western Australia. Rapport non publié, Australian National University, Canberra, A.C.T., 46 p.
- McDONOUGH, W.F. et SUN, S.S., 1995. The composition of the Earth, *dans* McDonough, W.F., Arndt, N.T. et Shirey, S. (Éditeurs), *Chemical Evolution of the Mantle. Chemical Geology 120*, 223-253.
- McQUEEN, K.G., 1987. Deformation and remobilization in some Western Australian nickel ores, *dans* Marshall, B. et Gilligan, L.B. (Éditeurs), *Mechanical and Chemical (Re)mobilization of Metalliferous Mineralization. Ore Geology Reviews 2*, 269-286.
- MODELAND, S., FRANCIS, D. et HYNES, A., 2003. Enriched mantle components in the Proterozoic continental-flood basalts of the Cape Smtih foldbelt, northern Québec. *Lithos 71*, 1-17.
- MOORHEAD, J. 1986. Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava, *dans* Lamothe D., Gagnon, R. et Clark, T. (Éditeurs), *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16*, 7-14.
- MOORHEAD, J., 1987. Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 87-10, 56 p.
- MOUKHSIL, A., 2006. Les orogènes du Nouveau Québec et des Torngat, la Province de Churchill Sud-Est (zone noyau), et l'Orogène de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2005, DV 2006-01, 33-40.
- NALDRETT, A.J., 1966. The role of sulphurization in the genesis of iron-nickel sulphide deposits of the Porcupine District, Ontario. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy 69*, 147-155.
- NALDRETT, A.J., 1981. Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. *Economic Geology, 75th anniversary*, 628-685.
- NALDRETT, A.J., 1989. Sulfide melts: Crystallization temperatures, solubilities in silicate melts and Fe, Ni and Cu partitioning between basaltic magmas and olivine. *Reviews in Economic Geology 4*, 5-20.

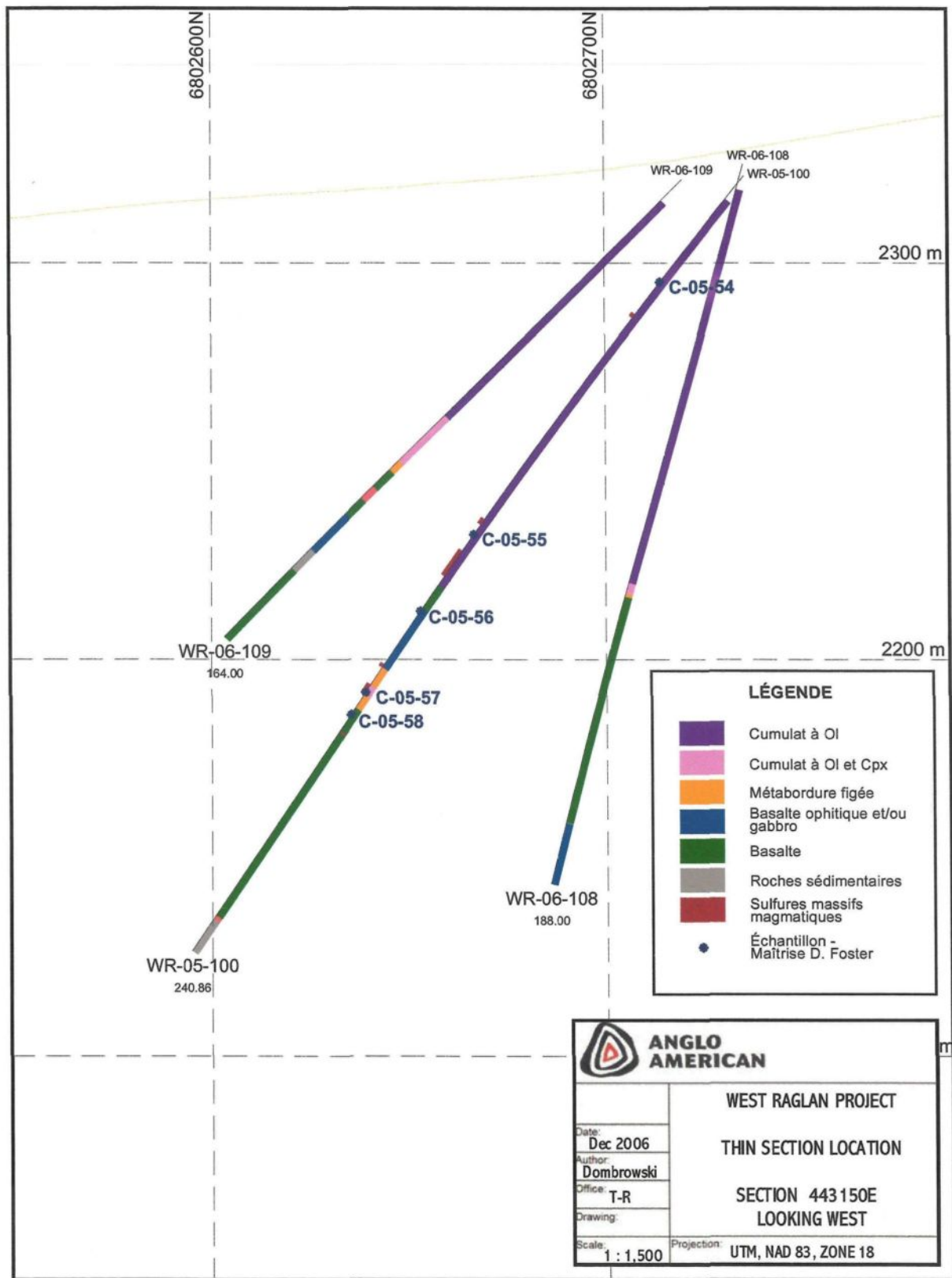
- NALDRETT, A.J. et CAMPBELL, H., 1982. Physical and chemical constraints on genetic models for komatiite-related Ni-sulphide deposits, *dans* Arndt, N.T. et Nisbet, E.G. (Éditeurs), Komatiites. Londres: George Allen and Unwin, 423-434.
- PARRISH, R.R., 1989. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geoscience Canada* **16**, numéro 3, 126-130.
- PERKINS, W.T. et PEARCE, N.J.G., 1995. Mineral microanalysis by laserprobe inductively coupled plasma mass spectrometry, *dans* Potts, P.J., Bowles, J.F.W., Reed, S.J.B. et Cave, M.R. (Éditeurs), Microprobe Techniques in the Earth Sciences. Londres: Chapman & Hall, 290-325.
- PHILPOTTS, A.R., 1961. Textures of the Ungava nickel ores. *Canadian Mineralogist* **6**, 680-688.
- PICARD, C., 1986. Lithogéochimie de la partie centrale de la fosse de l'Ungava, *dans* Lamothe D., Gagnon, R. et Clark, T. (Éditeurs), Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, 57-72.
- PICARD, C., 1989. Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 87-07, 98 p.
- PICARD, C., GIOVENAZZO, D. et LAMOTHE, D., 1989. Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec. *Geoscience Canada* **16**, numéro 3, 130-133.
- PICARD, C., LAMOTHE, D., PIBOULE, M. et OLIVER, R., 1990. Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: the Cape Smith Thrust-Fold Belt (New-Quebec). *Precambrian Research* **47**, 223-249.
- POLDERVAART, A. et HESS, H.H., 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journal of Geology* **59**, 472-489.
- RICE, A. et MOORE, J.M., 2001. Physical modeling of the formation of komatiite-hosted nickel deposits and a review of the thermal erosion paradigm, *dans* Barnes, S.-J., Crocket, J.H. et Martin, R.F. (Éditeurs), Ore-forming Processes in Dynamic Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist* **39**, 2^{ième} partie, 491-503.
- ROEDER, P.L. et REYNOLDS, I., 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology* **32**, 909-934.

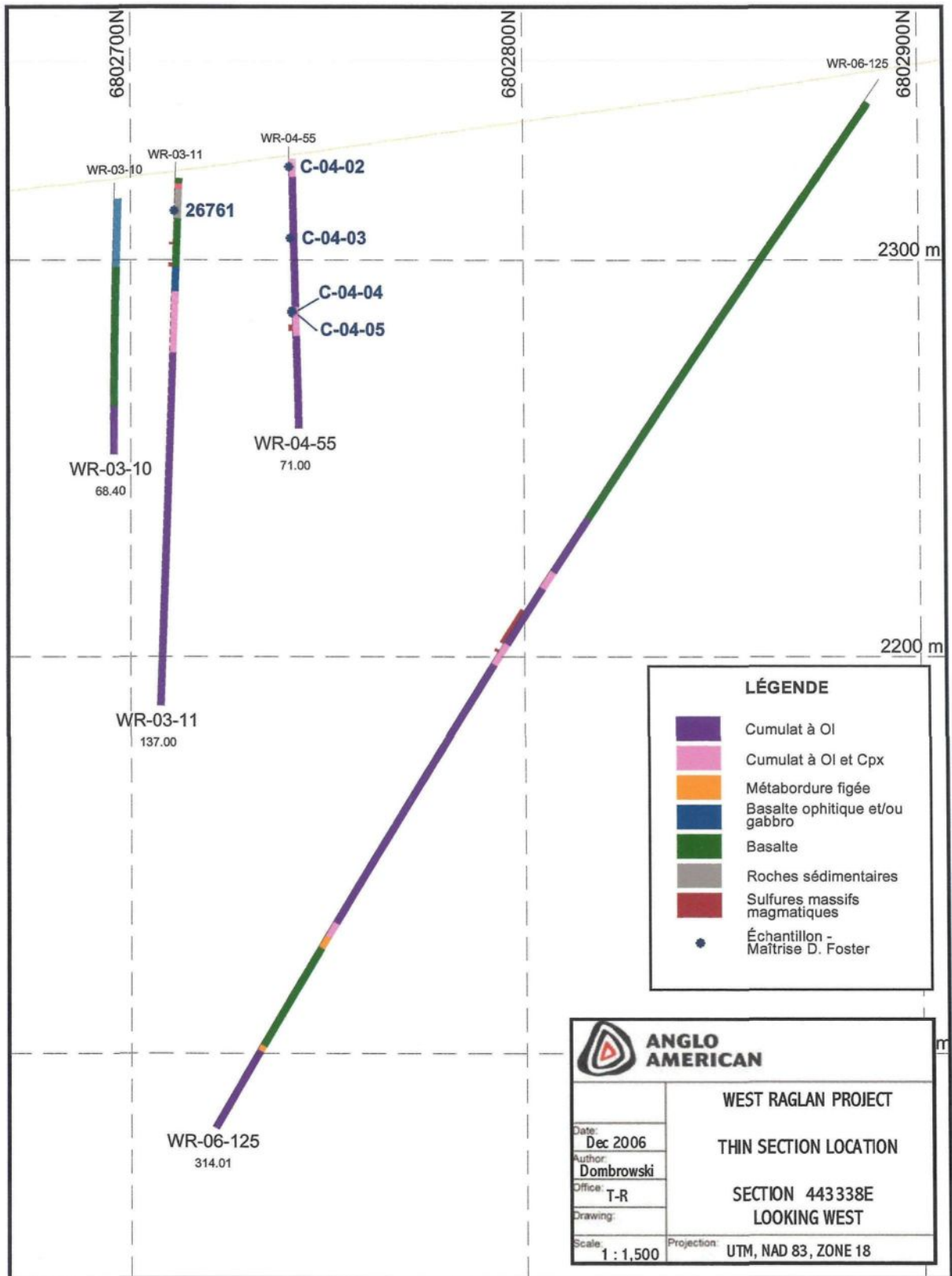
- ROSCOE, W.E., 1975. Experimental deformation of natural chalcopyrite at temperatures up to 300°C over the strain rate range 10^{-2} to 10^{-6} sec⁻¹. *Economic Geology* **70**, 454-472.
- SANDFORD, R.F., 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. *American Journal of Science* **282**, 543-616.
- SEAT, Z., BERESFORD, S.W., GRGURIC, B.A., WAUGH, R.S., HRONSKY, J.M.A., MARY GEE, M.A., GROVES, D.I. et MATHISON, C.I., Accepté. Architecture and emplacement of the Nebo-Babel gabbro-norite-hosted magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposit, West Musgrave, Western Australia. Accepté par Mineralium deposita le 16 janvier 2007.
- SHIREY, S.B. et BARNES, S.-J., 1994. Re-Os and Sm-Nd isotopic constraints on basaltic komatiitic volcanism and magmatic sulphide formation in the Cape Smith Foldbelt, Quebec. *Mineralogical Magazine* **58A**, 835-836.
- SHIREY, S.B. et BARNES, S.-J., 1995. Os-Nd isotope systematics of ultramafic-mafic magmatism: Cape Smith foldbelt and midcontinent rift system. Proceedings of International Symposium on Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (IGCP Project 336: Petrology and Metallogeny of Intraplate Mafic and Ultramafic Magmatism), University of Minnesota – Duluth Continuing Education and Extension, 175-176.
- STONE, W.E., CROCKET, J.H. et FLEET, M.E., 1990. Partitioning of palladium, iridium, platinum and gold between sulfide liquid and basalt melt at 1200°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 2341-2344.
- St-ONGE, M.R. et LUCAS, S.B., 1986. Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava Trough), Quebec, dans Lamothe D., Gagnon, R. et Clark, T. (Éditeurs), Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, 31-39.
- St-ONGE, M.R., LUCAS, S.B., SCOTT, D.J. et BÉGIN, N.J., 1989. Evidence for the development of oceanic crust and for the continental rifting in the tectonostratigraphy of the Early Proterozoic Cape Smith Belt. *Geoscience Canada* **16**, numéro 3, 119-122.
- ST-ONGE, M.R., HENDERSON, I. et BARAGAR, W.R.A., 2006. Géologie, ceinture de Cape Smith et environs, péninsule d'Ungava, Québec-Nunavut/Geology, Cape Smith Belt and adjacent domains, Ungava Peninsula, Quebec-Nunavut. Commission géologique du Canada, Dossier public 4930, échelle 1:300 000.
- TAYLOR, S.R. et McLENNAN, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241-265.

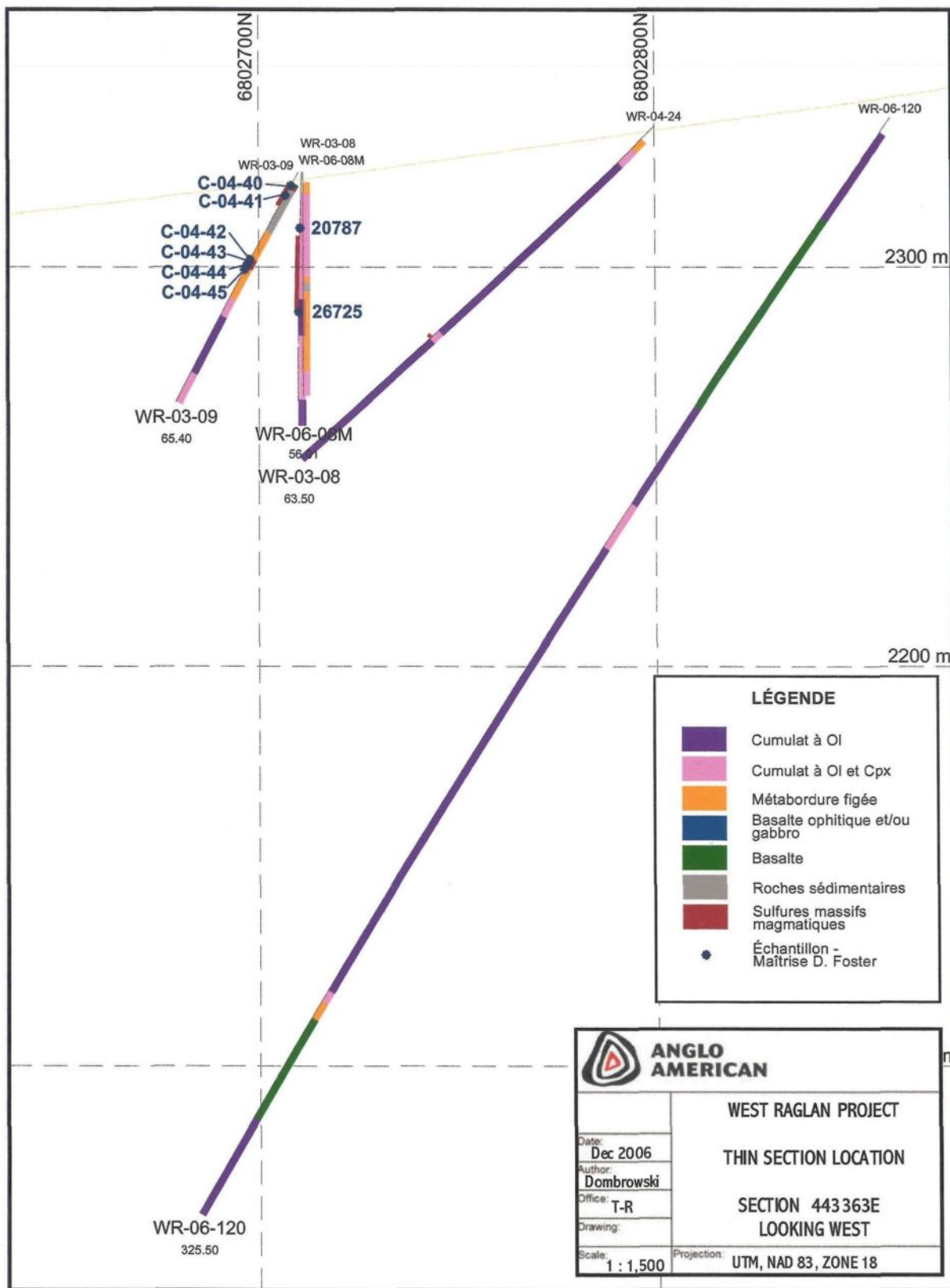
- TOPLIS, M.J. et CORGNE, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **144**, 22-37.
- TREMBLAY, C., 1990. Les éléments du groupe du platine dans le dyke de Méquillon, ceinture de Cape Smith, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise, Univ. Québec, Chicoutimi, 76 p.
- VALENTINE, G.A., 1992. Magma chamber dynamics, *dans* Nierenberg, W.A. (Éditeur), *Encyclopedia of Earth System Science*, volume 3. San Diego : Academic Press Inc., 1-17.
- WILLIAMS, D.A., KERR, R.C. et LESHER, C.M., 1999. Thermal Erosion Modelling, *dans* Leshner, C.M. (Éditeur), *Komatiitic Peridotite-Hosted Ni-Cu-(PGE) Deposits of the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec*. Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University (Sudbury), Guidebook Series, volume 2, 174-176.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrology*. Chapman and Hall, Londres, 466.

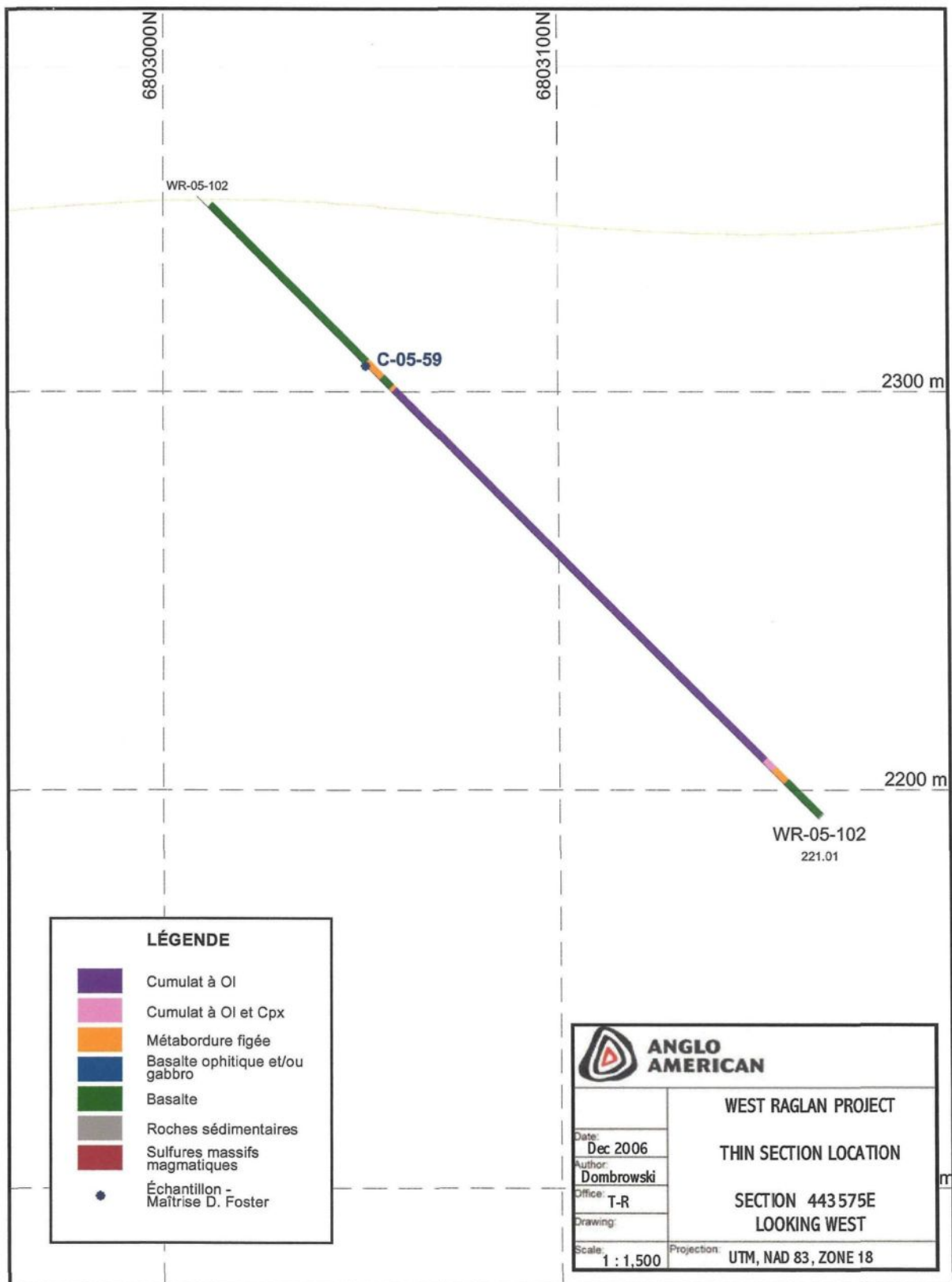
APPENDICE A

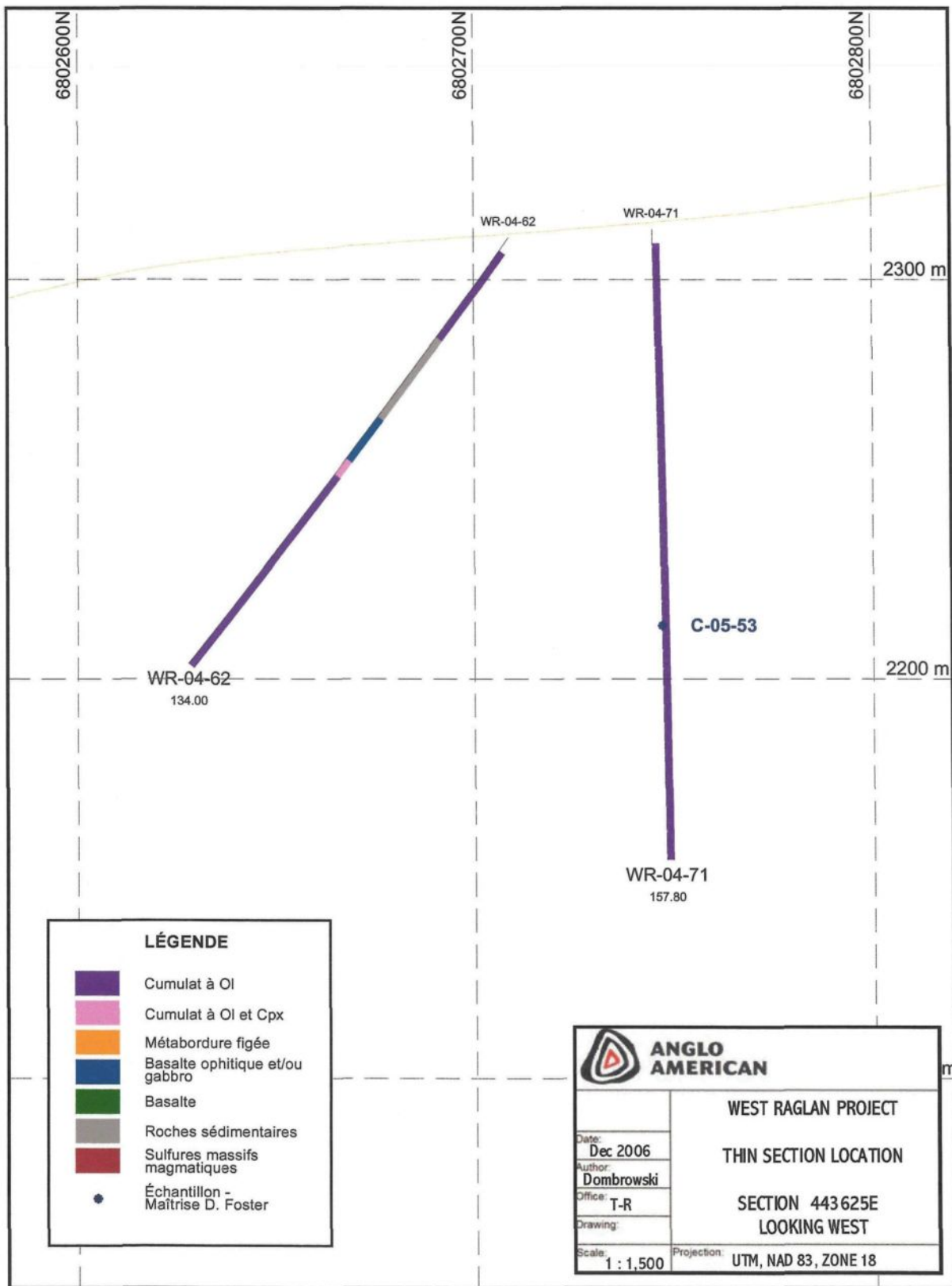
LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS EN FORAGE

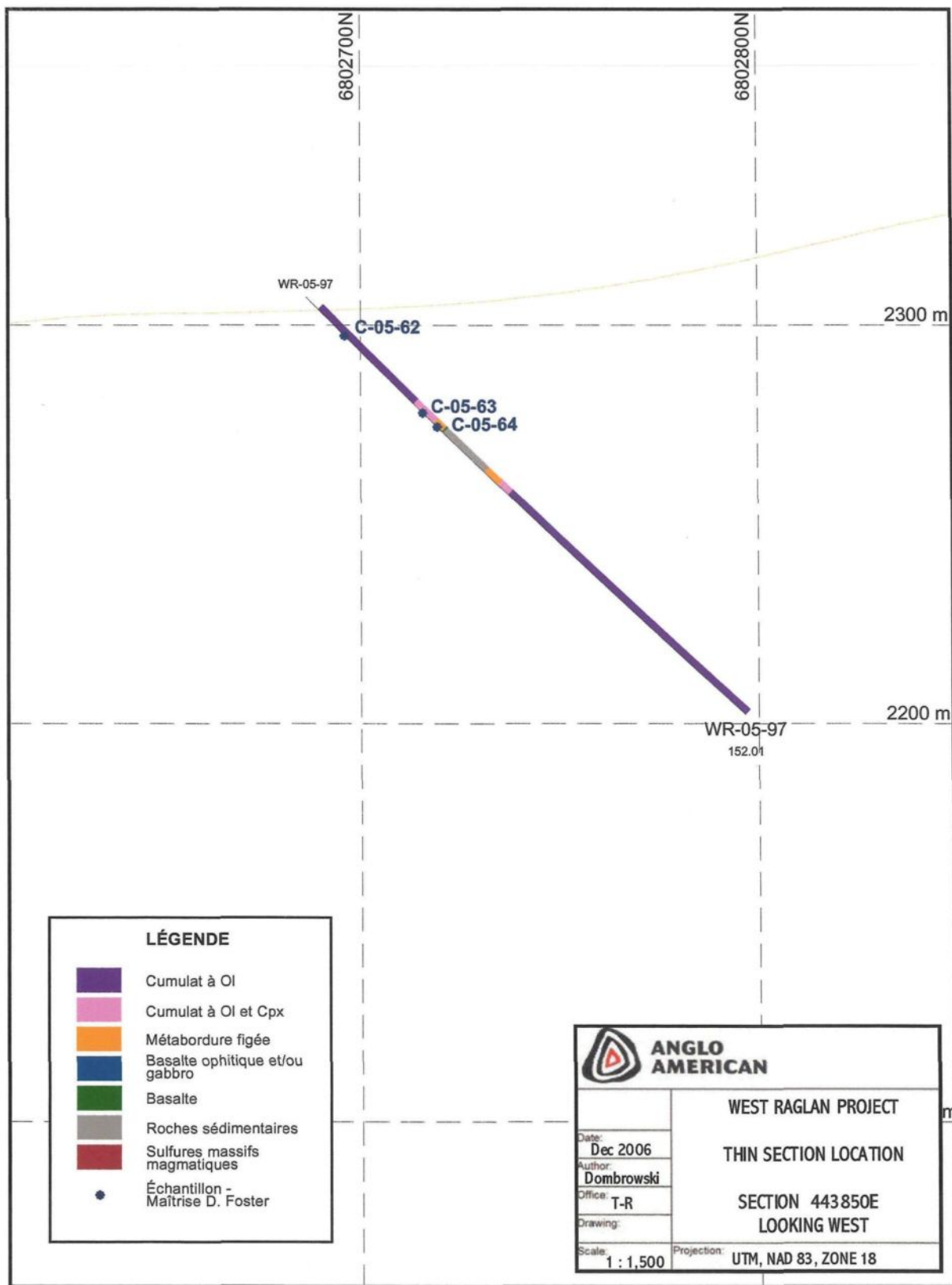


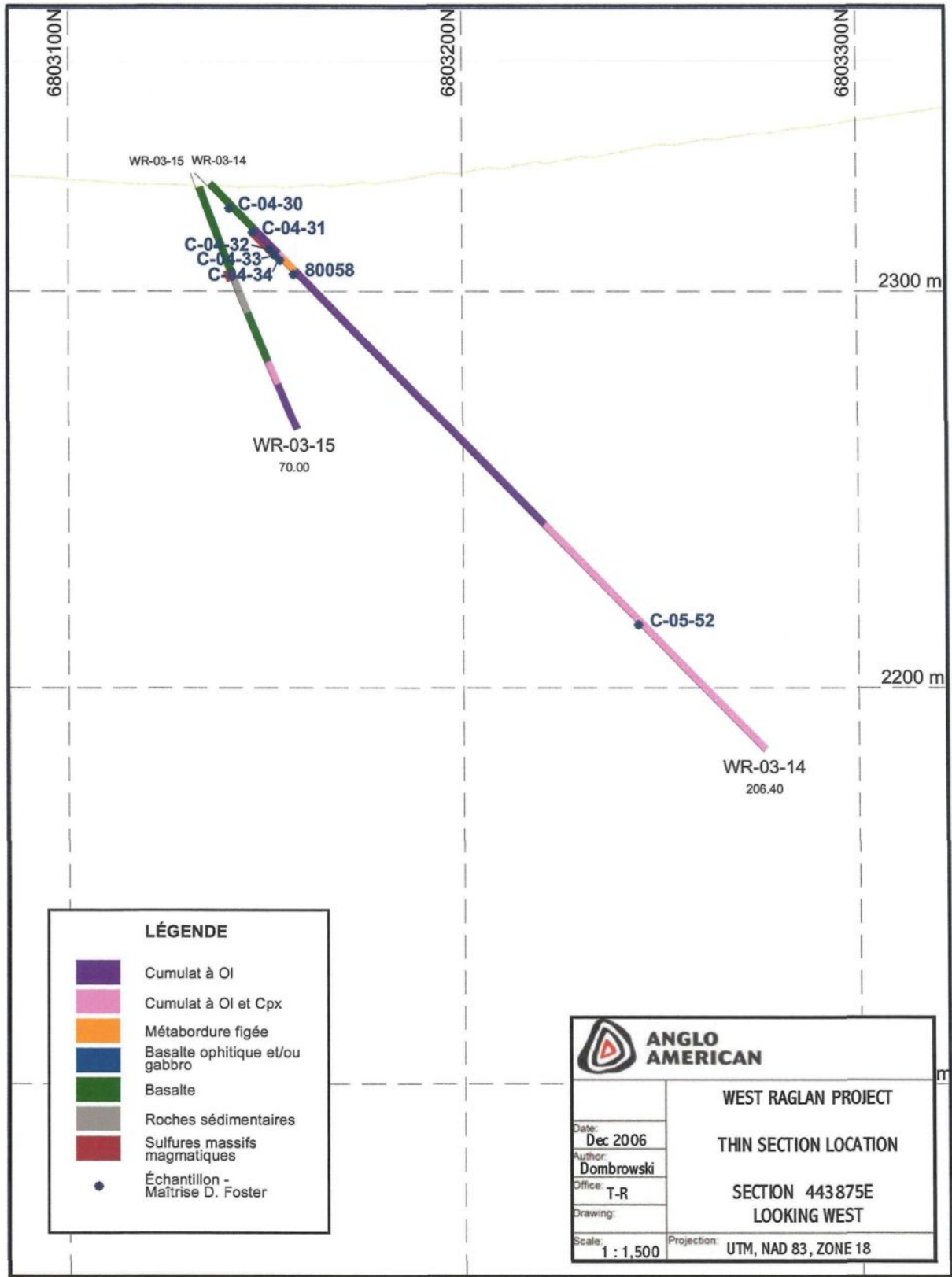


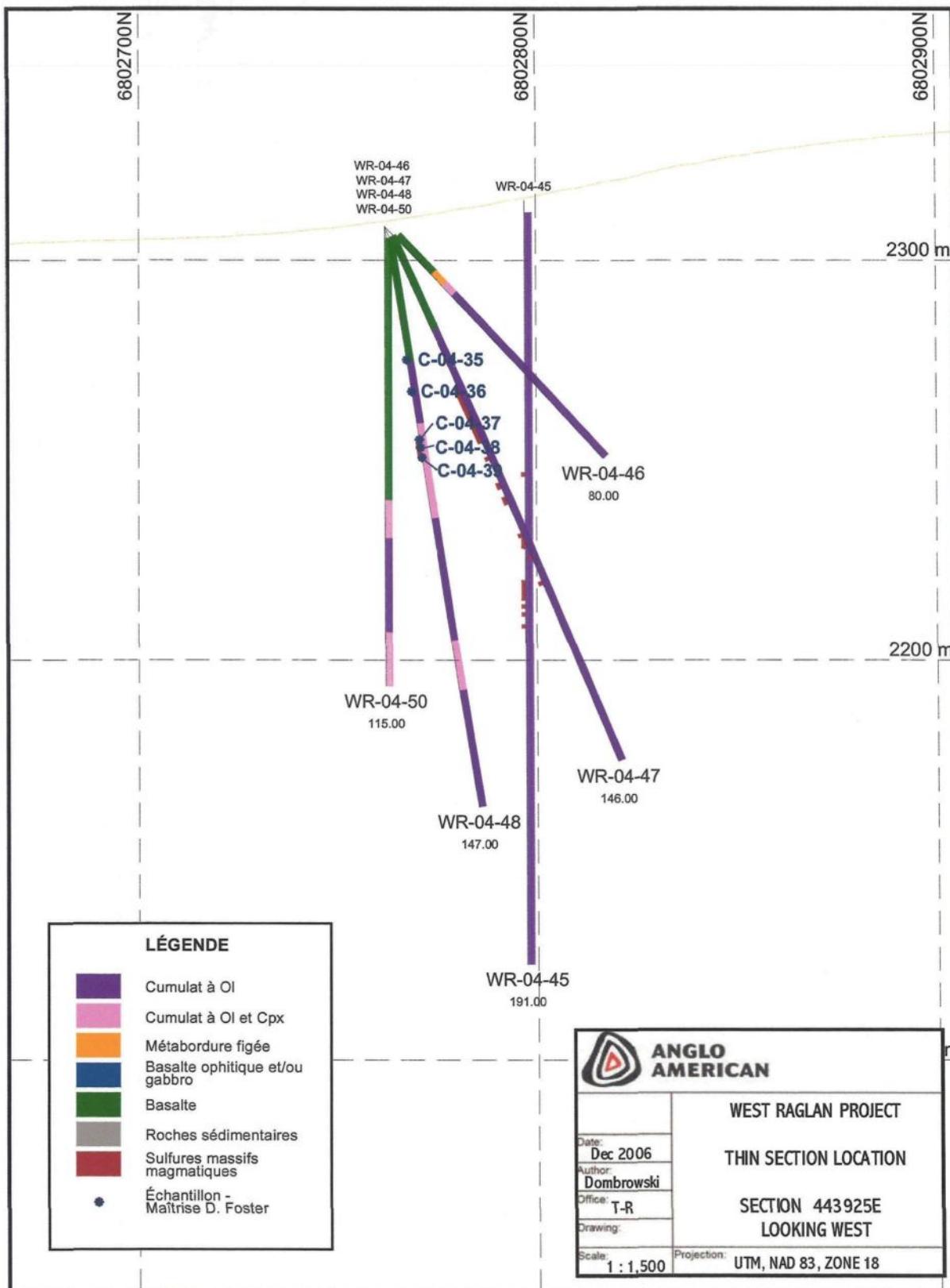


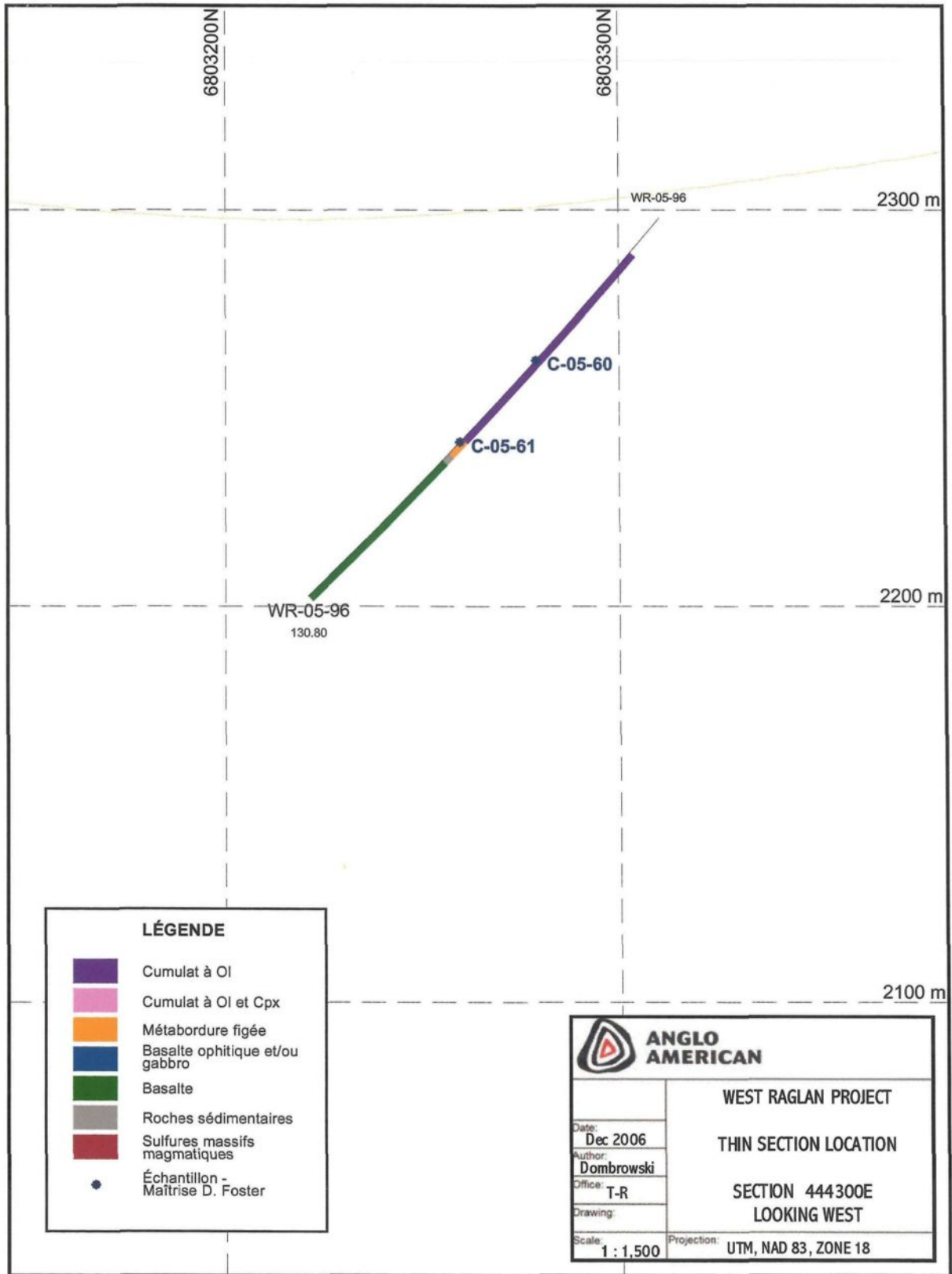


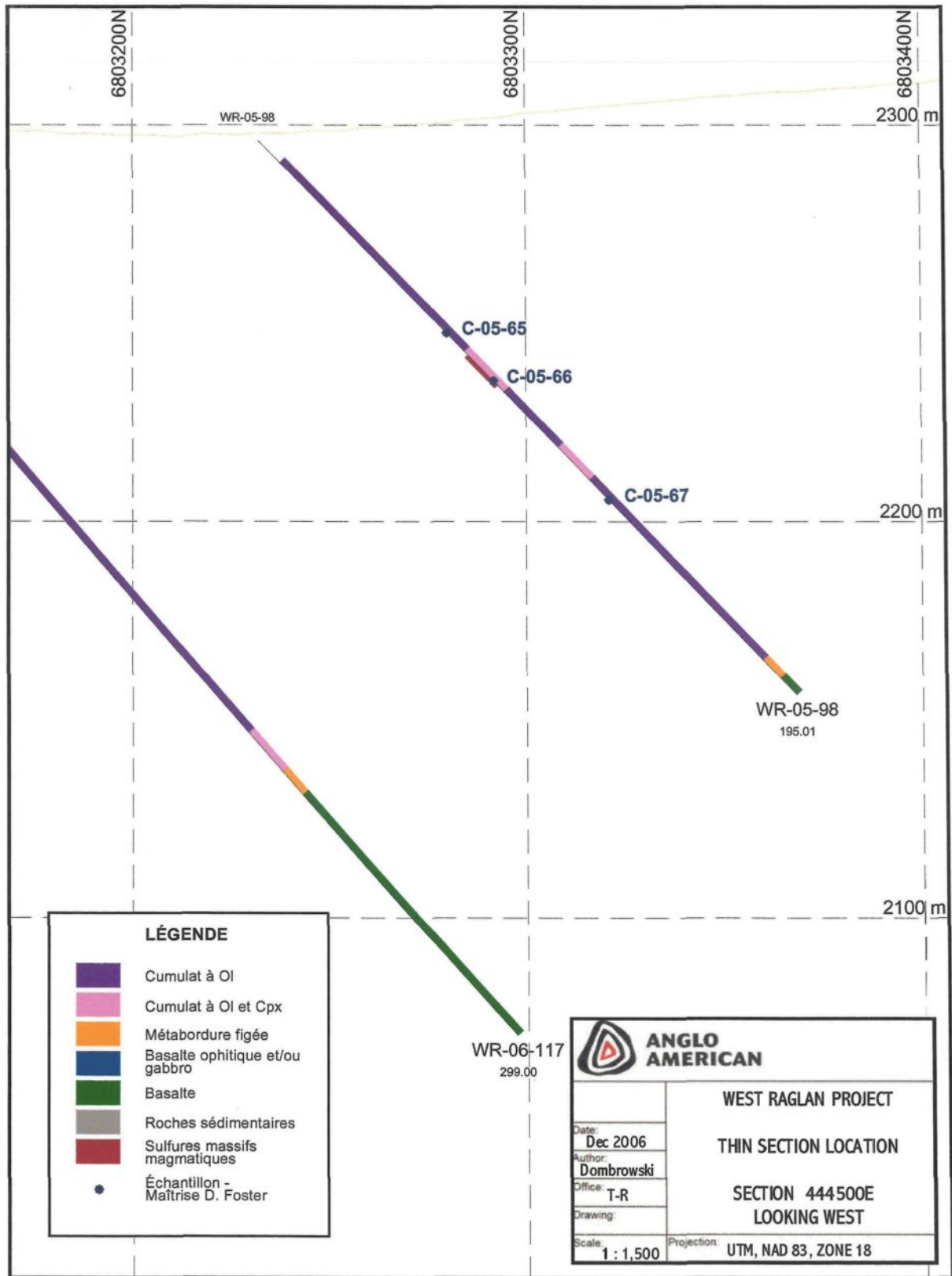


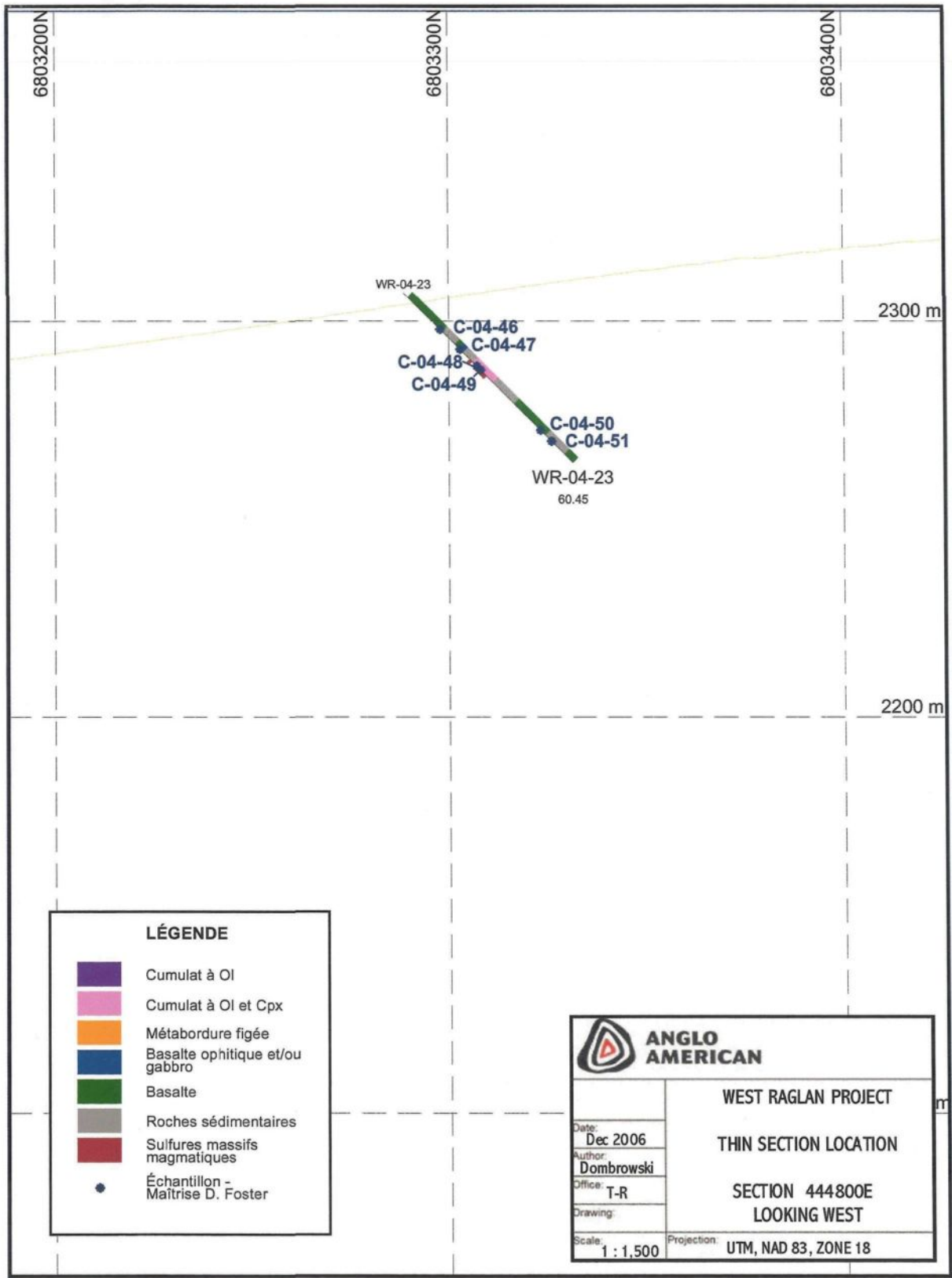


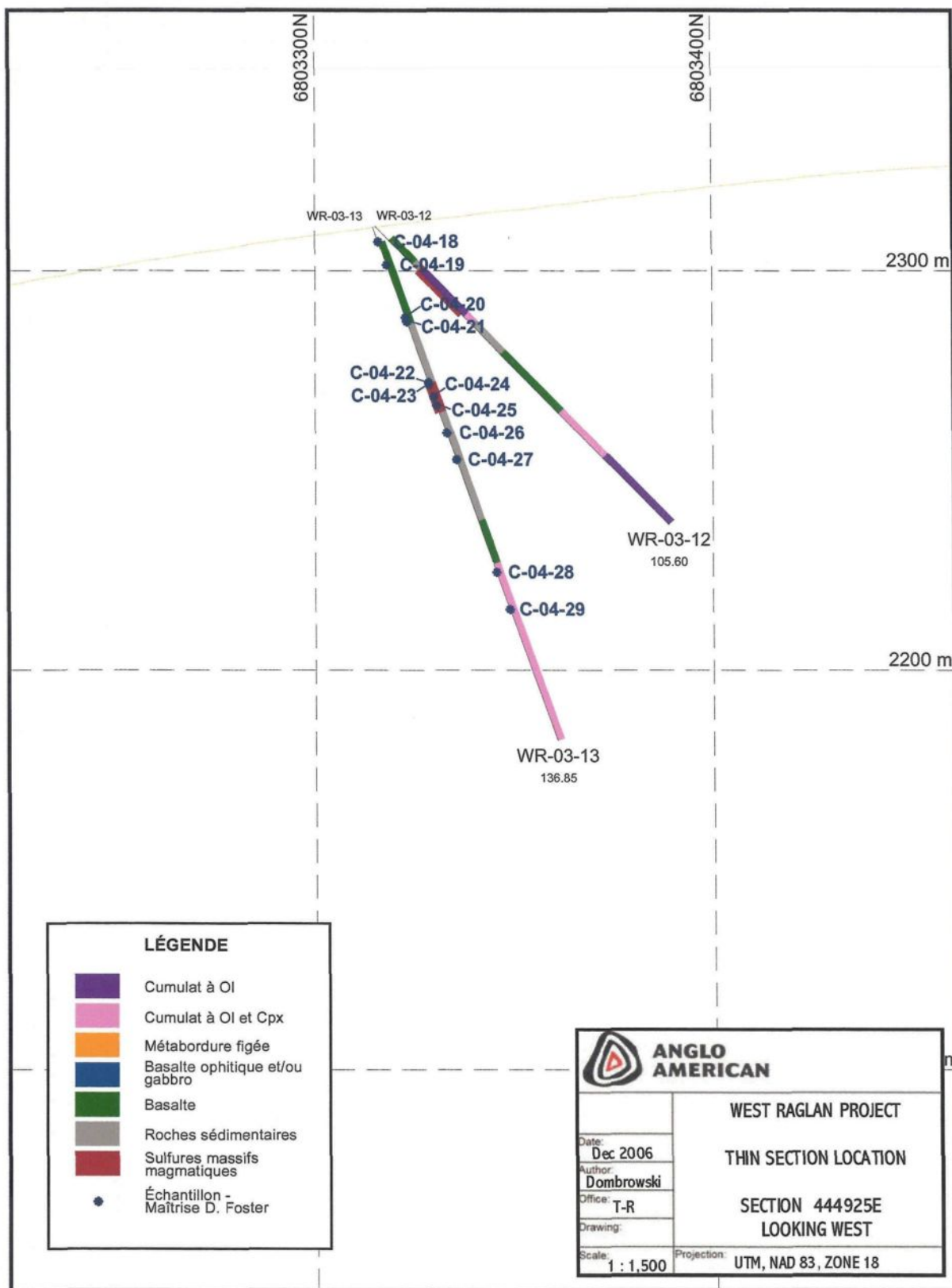












APPENDICE B

TABLEAUX DE LA MINÉRALOGIE ET DES TEXTURES DES ÉCHANTILLONS

B.1 Minéralogie et textures des basaltes komatiitiques

| Échantillon | S-04-04 | S-04-05 | S-04-10 | C-04-47 | C-04-50 |
|----------------|------------|------------|------------|------------|----------|
| UTM E | 443902 | 443993 | 444450 | 444800 | 444800 |
| UTM N | 6803373 | 6803544 | 6803360 | 6803288 | 6803288 |
| # forage | surface | surface | surface | WR-04-23 | WR-04-23 |
| Type de roche | BK | BK | BK | BK | BK |
| Nom de terrain | basalt | basalt | basalt | gabbro | basalt |
| Texture 1 | microspin. | microspin. | microspin. | microspin. | spinifex |
| Texture 2 | micropor. | micropor. | micropor. | micropor. | |
| Texture 3 | pseudo. | pseudo. | pseudo. | pseudo. | |
| Polie | non | non | non | oui | oui |
| Susc. mag. | 0.6 | 0.35 | 0.64 | 9.4 | 5.2 |
| OL pseudo. % | 30 | 20-25 | 5-10 | 20 | 6-8 |
| PX % | 15-20 | 15-20 | 20 | 68-69 | 50 |
| Pâte % | 50-55 | 55-60 | 70-75 | | 35 |
| PL % | | | | 10 | 5 |
| ACT/CHL % | | | tr | | |
| Veine SRP % | | | | | |
| HBL % | | | | | |
| QTZ % | | | | | |
| CARB % | | | | | |
| TTN % | | | | | |
| EP % | | | | | |
| ILM % | | | | | |
| AP % | | | | | |
| Autres % | | | | | |
| Opaque % | | | | | |
| MAG % | | | | tr | 1-2 |
| CHR % | | | tr | | |
| Sulfures % | | | | 1-2 | 1-2 |
| PO % | | | | 1-2 | 1-2 |
| PN % | | | | tr | tr |
| CCP % | | | | tr | tr |
| PY % | | | | tr | |
| SP % | | | | | |
| GRD % | | | | | |

BK = basalte komatiitique, microspin. = microspinifex, pseudo. = pseudomorphe.

Pâte = pâte cryptocristalline englobant les autres minéraux interprétée comme du verre dévitrifié, recristallisé et métamorphisé. Autres = minéraux cryptocristallins difficilement identifiables en raison de la très petite taille des grains ou de la présence d'une teinte d'oxydes de fer, OL pseudo. = OL pseudomorphes complètement serpentinisés et/ou remplacés par un mélange de chlorite-actinote.

Les noms de terrains sont ceux qui ont été utilisés par les géologues d'Anglo American lors de la description de l'affleurement ou de la carotte de forage (termes en anglais).

B.2 Minéralogie et textures des metabasalts komatiitiques

| Échantillon | S-04-02 | C-04-28 | C-04-29 | C-04-35 | C-05-56 | C-05-58 |
|----------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| UTM E | 443755 | 444911 | 444911 | 443913 | 443147 | 443147 |
| UTM N | 6803306 | 6803311 | 6803311 | 6802762 | 6802735 | 6802735 |
| # forage | surface | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-04-48 | WR-05-100 | WR-05-100 |
| Type de roche | MBK | MBK | MBK | MBK | MBK | MBK |
| Nom de terrain | pyroxenite | gabbro | basalt | basalt | gabbro | basalt |
| Texture 1 | microspin. | microspin. | microspin. | microspin. | micropor. | micropor. |
| Texture 2 | micropor. | | | pseudo. | pseudo. | pseudo. |
| Texture 3 | pseudo. | | | | | microspin. |
| Polie | oui | non | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 0.22 | 0.86 | 1.09 | 1.03 | 0.41 | 0.61 |
| OL pseudo. % | 20 | 20 | 25-30 | 20-25 | 15-20 | 10-15 |
| PX % | 20 | 25 | 35-40 | 40-45 | 10 | 25-30 |
| Pâte % | | 10 | | | | |
| PL % | | | | | | |
| ACT/CHL % | 60 | 45 | | 35 | 70-75 | 60 |
| Veine SRP % | | | | | | |
| HBL % | | | | | | |
| QTZ % | | | | | | |
| CARB % | | | | | | |
| TTN % | | | | | | |
| EP % | | | | | | |
| ILM % | | | | | | |
| AP % | | | | | | |
| Autres % | | | 33-34 | | | |
| Opaque % | | tr | | | | |
| MAG % | | | | tr | tr | tr |
| CHR % | tr | | tr | | | |
| Sulfures % | | | 1-2 | tr | tr | tr |
| PO % | | | 1 | tr | | tr |
| PN % | | | tr-1 | | tr | tr |
| CCP % | | | tr | tr | tr | tr |
| PY % | | | | | | |
| SP % | | | | | | |
| GRD % | | | | tr | | |

MBK = metabasalte komatiitique, microspin. = microspinifex, pseudo. = pseudomorphe.

B.3 Minéralogie et textures des basaltes ophitiques

| Échantillon | S-04-06 | S-04-07 | S-04-08 | S-04-09 | S-04-11 | S-04-13 | S-04-14 |
|----------------|------------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|
| UTM E | 444135 | 444201 | 444186 | 444364 | 444401 | 443109 | 444158 |
| UTM N | 6803609 | 6803081 | 6803017 | 6803116 | 6803104 | 6802407 | 6802826 |
| # forage | surface | surface | surface | surface | surface | surface | surface |
| Type de roche | BO | BO\qtz | BO | BO | BO | BO\qtz | BO |
| Nom de terrain | basalt | gabbro | basalt | gabbro | gabbro | pyroxenite | basalt |
| Texture 1 | intergran. | sub-oph. | sub-oph. | sub-oph. | sub-oph. | sub-oph. | intergran. |
| Texture 2 | | oph. | oph. | | oph. | oph. | sub-oph. |
| Texture 3 | | | | | | | |
| Polie | non | non | non | oui | oui | oui | non |
| Susc. mag. | 0.32 | 0.55 | 0.4 | 1.04 | 2.4 | 1.4 | 0.5 |
| OL pseudo. % | 5 | | | | | | |
| PX % | 55 | 41 | 55 | 30-35 | 40 | 20 | 45 |
| Pâte % | | | | | | | |
| PL % | 35 | 25-30 | 35 | 45-50 | 45 | 22-23 | 40 |
| ACT/CHL % | 10 | 15 | | 15 | 15 | 35 | 11-12 |
| Veine SRP % | | | | | | | |
| HBL % | | | | | | | |
| QTZ % | | 10-15 | 3 | 1-3 | | 15 | |
| CARB % | | tr | 5 | | tr | tr | |
| TTN % | | 4 | 2 | 2-4 | tr-1 | 5 | 3-4 |
| EP % | | | tr | | | | |
| ILM % | | | | | | | |
| AP % | | | | | | | |
| Autres % | | | | | | | |
| Opaque % | | | | | | | tr |
| MAG % | | | | | | | |
| CHR % | | | | | | | |
| Sulfures % | | | | tr | tr | 2-3 | |
| PO % | | | | tr | tr | tr | |
| PN % | | | | | | | |
| CCP % | | | | tr | tr | tr | |
| PY % | | | | | | | |
| SP % | | | | | | | |
| GRD % | | | | | | | |

BO = basalte ophitique, BO\qtz = basalte ophitique à quartz, intergran. = intergranulaire, oph. = ophitique, sub-oph. = sub-ophitique.

B.3 Minéralogie et textures des basaltes ophitiques (suite)

| Échantillon | S-04-15 | C-04-18 | C-04-19 | C-04-20 | C-04-30 | C-04-46 |
|----------------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|
| UTM E | 444128 | 444911 | 444911 | 444911 | 443878 | 444800 |
| UTM N | 6802866 | 6803311 | 6803311 | 6803311 | 6803132 | 6803288 |
| # forage | surface | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-14 | WR-04-23 |
| Type de roche | BO\qtz | BO | BO | BO | BO | BO |
| Nom de terrain | basalt | gabbro | gabbro | gabbro | basalt | basalt |
| Texture 1 | sub-oph. | sub-oph. | sub-oph. | intergran. | intergran. | intergran. |
| Texture 2 | oph. | oph. | oph. | sub-oph. | sub-oph. | micro-oph. |
| Texture 3 | | | | | | tacheté |
| Polie | non | oui | non | non | oui | oui |
| Susc. mag. | 0.21 | 3.95 | 2.84 | 1.92 | 1.64 | 3.44 |
| OL pseudo. % | | | | | | |
| PX % | 40 | 40 | 45 | 25 | 40 | 40 |
| Pâte % | | | | | | |
| PL % | 35 | 35 | 40 | | 50 | 55 |
| ACT/CHL % | 10 | 20 | 10 | | 5-7 | 5 |
| Veine SRP % | | | | | | |
| HBL % | tr | tr | | | tr | |
| QTZ % | 10 | 2-3 | tr | | tr | |
| CARB % | | tr | tr | 10 | tr | |
| TTN % | 5 | 2-3 | 3 | 3-4 | 3-5 | tr |
| EP % | | | | | | |
| ILM % | | | | | | |
| AP % | | | | | | |
| Autres % | | | | 60 | | |
| Opaque % | tr | | 2 | 1-2 | | |
| MAG % | | | | | | |
| CHR % | | | | | | |
| Sulfures % | | tr | | | tr-l | tr |
| PO % | | tr | | | tr-l | tr |
| PN % | | | | | | tr |
| CCP % | | tr | | | | tr |
| PY % | | | | | | |
| SP % | | | | | | |
| GRD % | | | | | | |

B.4 Minéralogie et textures des cumulats à olivine

| Échantillon | C-05-53 | S-04-03 | C-04-03 | C-05-54 |
|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| UTM E | 443625 | 443788 | 443340 | 443147 |
| UTM N | 6802745 | 6803470 | 6802740 | 6802735 |
| # forage | WR-04-71 | surface | WR-04-55 | WR-05-100 |
| Type de roche | oC ^m | oC ^o | oC ^o | oC ^o |
| Nom de terrain | peridotite | pyroxenite | peridotite | peridotite |
| Texture 1 | mésocum. | orthocum. | orthocum. | orthocum. |
| Texture 2 | pseudo. | pseudo. | microspin. | pseudo. |
| Texture 3 | | | pseudo. | microspin. |
| Polie | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 79.9 | 0.67 | 50.3 | 69.3 |
| OL pseudo. % | 80-85 | 30-35 | 50 | 60-65 |
| PX % | 2-3 | | 10-15 | 3-4 |
| Pâte % | | 50-55 | 35-40 | 30-35 |
| PL % | | | | |
| ACT/CHL % | 5-10 | 10-12 | tr | |
| Veine SRP % | 1-2 | | | |
| HBL % | tr-1 | | | |
| QTZ % | | | | |
| CARB % | | 3-5 | | |
| TTN % | | | | |
| EP % | | | | |
| ILM % | | | | |
| AP % | | | | |
| Autres % | | | | |
| Opaque % | | | | |
| MAG % | 2-3 | | tr | 1-2 |
| CHR % | 1 | tr | tr | tr |
| Sulfures % | tr | tr | tr | tr |
| PO % | tr | tr | | tr |
| PN % | tr | tr | tr | tr |
| CCP % | tr | tr | tr | tr |
| PY % | | | | |
| SP % | | | tr | |
| GRD % | | | | |

oC^m = mésocumulat à OL, oC^o = orthocumulat à OL, mésocum. = mésocumulat, microspin. = microspinfex, orthocum. = orthocumulat, pseudo. = pseudomorphe.

B.5 Minéralogie et textures des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique

| Échantillon | C-05-52 | S-04-01 | 20787 | C-04-02 | C-04-36 | C-04-37 |
|----------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| UTM E | 443878 | 443792 | 443358 | 443340 | 443913 | 443913 |
| UTM N | 6803132 | 6803194 | 6802711 | 6802740 | 6802762 | 6802762 |
| # forage | WR-03-14 | surface | WR-03-08 | WR-04-55 | WR-04-48 | WR-04-48 |
| Type de roche | oC\ a ^m | oC\ a ^o | oC\ a ^o | oC\ a ^o | oC\ a ^o | oC\ a ^o |
| Nom de terrain | OL pyrox. | peridotite | OL pyrox. | OL pyrox. | peridotite | OL pyrox. |
| Texture 1 | poec. | orthocum. | métacum. | orthocum. | orthocum. | orthocum. |
| Texture 2 | mésocum. | poec. | poec. | poec. | poec. | poec. |
| Texture 3 | pseudo. | microspin. | | microspin. | pseudo. | pseudo. |
| Polie | oui | oui | non | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | n.d. | 8.41 | 1.47 | 14.5 | 22.1 | 17.2 |
| OL pseudo. % | 75 | 40-45 | 30-35 | 50 | 35 | 40 |
| PX % | 7-8 | 30 | 30-35 | 30 | 20 | 20 |
| Pâte % | | 25-30 | | 20 | | |
| PL % | | | | | | |
| ACT/CHL % | 15 | | 15 | tr | 40 | 30 |
| Veine SRP % | tr | | | | | |
| HBL % | tr | | tr-1 | tr | | |
| QTZ % | | | | | | |
| CARB % | | | | | | |
| TTN % | | | | | | |
| EP % | | | | | | |
| ILM % | | | | | tr | |
| AP % | | | | | | |
| Autres % | | | | | | |
| Opaque % | | | 1-2 | | | |
| MAG % | 1-2 | tr | | tr | tr | tr |
| CHR % | tr-1 | tr | | tr | tr | 2-3 |
| Sulfures % | tr | tr | | tr | 5 | 7-8 |
| PO % | tr | tr | | | 3-4 | 5-6 |
| PN % | tr | tr | | tr | tr-1 | 2 |
| CCP % | tr | tr | | tr | tr | tr |
| PY % | | | | | | tr |
| SP % | | | | tr | | |
| GRD % | | | | | | |

oC\ a^m = mésocumulat à OL et CPX poecilitique, oC\ a^o = orthocumulat à OL et CPX poecilitique, OL pyrox. = olivine pyroxenite, mésocum. = mésocumulat, métacum. = métacumulat, microspin. = microspinfex, orthocum. = orthocumulat, poec. = poecilitique, pseudo. = pseudomorphe.

B.5 Minéralogie et textures des cumulats à olivine et cpx poecilitique (suite)

| Échantillon | C-05-55 | C-05-60 | C-05-62 | C-05-65 | C-05-67 |
|----------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| UTM E | 443147 | 444306 | 443850 | 444504 | 444504 |
| UTM N | 6802735 | 6803310 | 6802686 | 6803232 | 6803232 |
| # forage | WR-05-100 | WR-05-96 | WR-05-97 | WR-05-98 | WR-05-98 |
| Type de roche | oC\A° | oC\A° | oC\A° | oC\A° | oC\A° |
| Nom de terrain | peridotite | peridotite | peridotite | peridotite | peridotite |
| Texture 1 | poec. | poec. | poec. | poec. | poec. |
| Texture 2 | orthocum. | orthocum. | orthocum. | orthocum. | orthocum. |
| Texture 3 | pseudo. | pseudo. | pseudo. | pseudo. | pseudo. |
| Polie | oui | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 24 | 26 | 84 | 65 | 43.5 |
| OL pseudo. % | 60-65 | 65-70 | 55-60 | 60-65 | 50-55 |
| PX % | 8-9 | 10 | 20 | 15-20 | 10-15 |
| Pâte % | | | | | 20 |
| PL % | | | | | |
| ACT/CHL % | 25-30 | 20-25 | 20-25 | 18-20 | 14-15 |
| Veine SRP % | tr | | | | |
| HBL % | | | | | |
| QTZ % | | | | | |
| CARB % | | | | | |
| TTN % | | | | | |
| EP % | | | | | |
| ILM % | | | | | |
| AP % | | | | | |
| Autres % | | | | | |
| Opaque % | | | | | |
| MAG % | tr-1 | tr | 2-3 | tr-1 | tr-1 |
| CHR % | tr | tr | tr-1 | tr | tr |
| Sulfures % | tr | tr-1 | | tr-1 | tr |
| PO % | tr | tr-1 | | tr-1 | tr |
| PN % | tr | tr | | tr | tr |
| CCP % | tr | tr | | tr | tr |
| PY % | | | | | |
| SP % | | | | | |
| GRD % | | | | | |

B.6 Minéralogie et textures des métacumulats à olivine et cpx poecilitique

| Échantillon | C-04-05 | C-04-32 | C-04-33 | C-04-38 | C-04-39 |
|----------------|-----------|------------|------------|-----------|-----------|
| UTM E | 443340 | 443878 | 443878 | 443913 | 443913 |
| UTM N | 6802740 | 6803132 | 6803132 | 6802762 | 6802762 |
| # forage | WR-04-55 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-04-48 | WR-04-48 |
| Type de roche | MoC\A | SD MoC\A | SD MoC\A | SM MoC\A | SM MoC\A |
| Nom de terrain | OL pyrox. | peridotite | peridotite | OL pyrox. | OL pyrox. |
| Texture 1 | métacum. | métacum. | métacum. | métacum. | métacum. |
| Texture 2 | poec. | poec. | poec. | poec. | poec. |
| Texture 3 | pseudo. | pseudo. | pseudo. | | |
| Polie | oui | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 13.8 | 14 | 8.32 | 66.2 | 43.8 |
| OL pseudo. % | 40 | 20-25 | 35-40 | 35 | 25-30 |
| PX % | 20 | 10 | 15 | 5-10 | 10 |
| Pâte % | | | | | |
| PL % | | | | | |
| ACT/CHL % | 37-38 | 20-30 | 27-30 | 20 | 25 |
| Veine SRP % | | | | | |
| HBL % | tr | 4-5 | 1-3 | | |
| QTZ % | | | | | |
| CARB % | | | | | |
| TTN % | | | | | |
| EP % | | | | | |
| ILM % | | | | | |
| AP % | | | | | |
| Autres % | | | | | |
| Opaque % | | | | | |
| MAG % | tr | tr | tr | 10 | 2-3 |
| CHR % | tr | tr-1 | tr | | tr |
| Sulfures % | 2-3 | 35-40 | 15-20 | 25-30 | 33-38 |
| PO % | 2-3 | 20 | 10-15 | 20-25 | 20-25 |
| PN % | tr | 15-20 | 5-10 | 5 | 10 |
| CCP % | tr | tr | tr | tr | 2-3 |
| PY % | | | | tr | |
| SP % | tr | | | | |
| GRD % | | | | | |

MoC\A = métacumulat à OL et CPX poecilitique, SD MoC\A = sulfures disséminés dans un métacumulat à OL et CPX poecilitique, SM MoC\A = sulfures matriciels dans un métacumulat à OL et CPX poecilitique, OL pyrox. = olivine pyroxénite, métacum. = métacumulat, poec. = poecilitique, pseudo. = pseudomorphe.

B.6 Minéralogie et textures des métacumulats à olivine et cpx poecilitiques (suite)

| Échantillon | C-04-43 | C-05-57 | C-05-63 | C-05-66 |
|----------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| UTM E | 443362 | 443147 | 443850 | 444504 |
| UTM N | 6802709 | 6802735 | 6802686 | 6803232 |
| # forage | WR-03-09 | WR-05-100 | WR-05-97 | WR-05-98 |
| Type de roche | SM MoC'a | MoC'a | MoC'a | MoC'a |
| Nom de terrain | peridotite | OL pyrox. | OL pyrox. | OL pyrox. |
| Texture 1 | bréchique | métacum. | poec. | poec. |
| Texture 2 | | poec. | métacum. | métacum. |
| Texture 3 | | pseudo. | pseudo. | pseudo. |
| Polie | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 51.7 | 4.07 | 7.28 | 19.9 |
| OL pseudo. % | tr | 30-35 | 35-40 | 25-30 |
| PX % | tr | 15-18 | 20-25 | 20-25 |
| Pâte % | | | | |
| PL % | | | | |
| ACT/CHL % | 45-50 | 45-46 | 38-40 | 47-48 |
| Veine SRP % | | | | |
| HBL % | tr | 1-2 | tr-1 | tr |
| QTZ % | | | | |
| CARB % | | | | |
| TTN % | | | | |
| EP % | | | | |
| ILM % | | | | |
| AP % | | | | |
| Autres % | | | | tr |
| Opaque % | | | | |
| MAG % | tr | tr | tr | tr |
| CHR % | tr | | tr-1 | tr |
| Sulfures % | 50-55 | 4-5 | tr | 2-3 |
| PO % | 25-30 | 2-3 | | 1-2 |
| PN % | 15 | 1-2 | tr | tr-1 |
| CCP % | 10 | tr | tr | tr |
| PY % | | | | |
| SP % | | | | |
| GRD % | | | | |

B.7 Minéralogie et textures des metabordures figées

| Échantillon | S-04-12 | 26725 | C-04-34 | 80058 | C-04-45 |
|----------------|-----------|------------|---------------|---------------|----------|
| UTM E | 442804 | 443358 | 443878 | 443878 | 443362 |
| UTM N | 6802292 | 6802711 | 6803132 | 6803132 | 6802709 |
| # forage | surface | WR-03-08 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-03-09 |
| Type de roche | MBF | MBF | MBF | MBF | MBF |
| Nom de terrain | OL pyrox. | peridotite | OL pyrox. | peridotite | basalt |
| Texture 1 | pseudo. | pseudo. | lepi.-blasto. | ±schisteux | pseudo. |
| Texture 2 | | | schisteux | lepi.-blasto. | |
| Texture 3 | | | | | |
| Polie | oui | oui | oui | non | oui |
| Susc. mag. | 0.19 | 0.96 | 2.25 | 30.4 | 1.68 |
| OL pseudo. % | 5 | 18-19 | tr | | 28-29 |
| PX % | 30 | 5 | 25-30 | 17-18 | |
| Pâte % | | | | | 20-25 |
| PL % | | | | | |
| ACT/CHL % | 65 | 75 | 60-65 | 80 | 45-50 |
| Veine SRP % | | | | | |
| HLB % | | 1-2 | 8-10 | tr | tr |
| QTZ % | | | | | |
| CARB % | | | | tr | |
| TIN % | tr | | | | |
| EP % | | | | | |
| ILM % | | | | | |
| AP % | | | | | |
| Autres % | | | | | |
| Opaque % | | | | 2-3 | |
| MAG % | | tr | | | tr |
| CHR % | tr | tr | | | tr |
| Sulfures % | tr | tr-1 | 1-2 | | 1-2 |
| PO % | | | 1-2 | | 1-2 |
| PN % | tr | | tr | | tr |
| CCP % | | | | | tr |
| PY % | | | | | |
| SP % | | | | | |
| GRD % | | | | | |

MBF = metabordure figée, OL pyrox. = olivine pyroxénite, lepi.-blasto. = lepidoblastoporphyrrique, poec. = poecilitique, pseudo. = pseudomorphe.

B.7 Minéralogie et textures des metabordures figées (suite)

| Échantillon | C-04-48 | C-04-49 | C-05-59 | C-05-61 | C-05-64 |
|----------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|
| UTM E | 444800 | 444800 | 443571 | 444306 | 443850 |
| UTM N | 6803288 | 6803288 | 6803009 | 6803310 | 6802686 |
| # forage | WR-04-23 | WR-04-23 | WR-05-102 | WR-05-96 | WR-05-97 |
| Type de roche | MBF | SD MBF | MBF | MBF | MBF |
| Nom de terrain | OL pyrox. | OL pyrox. | pyroxenite | pyroxenite | pyroxenite |
| Texture 1 | | | pseudo. | pseudo. | poec. |
| Texture 2 | | | | | pseudo. |
| Texture 3 | | | | | |
| Polie | oui | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 28.3 | 28.3 | 0.14 | 1 | 0.3 |
| OL pseudo. % | | | 30-35 | 25-30 | 5 |
| PX % | 15-20 | 5 | 7-8 | 10-15 | 20-25 |
| Pâte % | | | | | |
| PL % | | | | | |
| ACT/CHL % | 75 | 65-70 | 55-60 | 58-59 | 65-70 |
| Veine SRP % | | | | | |
| HBL % | tr | | | | 5 |
| QTZ % | | | | | |
| CARB % | | | | | |
| TTN % | | | | | |
| EP % | | | | | |
| ILM % | | | | | |
| AP % | | | | | |
| Autres % | | | | | |
| Opaque % | | | | | |
| MAG % | | | | | tr |
| CHR % | | tr | tr | tr | |
| Sulfures % | 5-10 | 25-30 | 2-3 | 1-2 | tr |
| PO % | 4-8 | 20-25 | 1-2 | tr | |
| PN % | 1-2 | 3-4 | 1 | tr-1 | tr |
| CCP % | tr | 1-2 | tr | tr | tr |
| PY % | | | | | |
| SP % | tr | | | | |
| GRD % | | | | | |

B.8 Minéralogie et textures des autres types de roches

| Échantillon | C-04-04 | C-04-31 | C-04-42 | C-04-23 | C-04-24 | C-04-25 | C-04-40 |
|----------------|---------------|------------|------------|--------------|--------------|--------------|------------|
| UTM E | 443340 | 443878 | 443362 | 444911 | 444911 | 444911 | 443362 |
| UTM N | 6802740 | 6803132 | 6802709 | 6803311 | 6803311 | 6803311 | 6802709 |
| # forage | WR-04-55 | WR-03-14 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-09 |
| Type de roche | SAC oC\A° | SD SAC | SM SAC | SMR | SMR | SMR | S(semi)MR |
| Nom de terrain | serpentine | peridotite | peridotite | mass. sulph. | mass. sulph. | mass. sulph. | MMS |
| Texture 1 | lepi.-blasto. | schisteux | schisteux | intergran. | intergran. | intergran. | intergran. |
| Texture 2 | ±schisteux | | | | | | |
| Texture 3 | | | | | | | |
| Polie | oui | oui | oui | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | n.d. | 11.3 | 36.9 | 38.7 | 25.3 | 59.7 | 11.4 |
| OL pseudo. % | 2-3 | | | | | | |
| PX % | 12-13 | | | | | | |
| Pâte % | | | | | | | |
| PL % | | | | | | | |
| ACT/CHL % | 83-84 | 70-75 | 25-30 | 10-15 | tr | | |
| Veine SRP % | | | | | | | |
| HBL % | | 1-2 | | | | | |
| QTZ % | | | | | tr | | |
| CARB % | | | 10 | | | | |
| TIN % | tr | 3-4 | | | | | |
| EP % | | | | | | | |
| ILM % | | | | | | | |
| AP % | | | | | | | tr |
| Autres % | | | | | | 5 | 25-35 |
| Opaque % | | | | | | | |
| MAG % | tr | | | tr | tr-l | | tr |
| CHR % | | tr | tr | | tr | tr | |
| Sulfures % | 1-2 | 20-25 | 60-65 | 85-90 | 99-100 | 95 | 65-75 |
| PO % | | 10-15 | 25 | 75-80 | 90 | 85 | 45-50 |
| PN % | 1-2 | 2 | 5-10 | 7-9 | 6-7 | 3-4 | 5-10 |
| CCP % | tr | 8 | 30 | 1-3 | 3-4 | 6-7 | 15 |
| PY % | | | | | | | |
| SP % | tr | tr | | | | | |
| GRD % | | | | | | tr | |

SAC oC\A° = schiste à actinote-chlorite dans un orthocumulat à OL et CPX poecilitique, SD SAC = sulfures disséminés dans un schiste à ACT-CHL, SM SAC = sulfures matriciels dans un schiste à ACT-CHL. SMR = sulfures magmatiques remobilisés, mass. sulph. = *massive sulphide*, MMS = *magmatic massive sulphide*, lepi.-blasto. = lepi.-blastoporphyrrique, poec. = poecilitique, pseudo. = pseudomorphe, intergran. = intergranulaire.

B.8 Minéralogie et textures des autres types de roches (suite)

| Échantillon | C-04-44 | 26761 | C-04-51 | C-04-22 | C-04-41 | C-04-21 | C-04-26 | C-04-27 |
|----------------|------------|-------------|-------------|-----------|------------|-----------|----------|----------|
| UTM E | 443362 | 443335 | 444800 | 444911 | 443362 | 444911 | 444911 | 444911 |
| UTM N | 6802709 | 6802713 | 6803288 | 6803311 | 6802709 | 6803311 | 6803311 | 6803311 |
| # forage | WR-03-09 | WR-03-11 | WR-04-23 | WR-03-13 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 |
| Type de roche | SMM | LVC | LVC | SDR CCA | SBR silt. | SMS | SMS | SMS |
| Nom de terrain | MMS | turb. sed. | mudstone | siltstone | siltstone | siltstone | SFIF | SFIF |
| Texture 1 | intergran. | lité | lité | tacheté | bréchique | lité | lité | |
| Texture 2 | | laminé | granoclassé | | schisteux | | | |
| Texture 3 | | granoclassé | laminé | | hétérogène | | | |
| Polie | oui | non | non | oui | oui | oui | oui | oui |
| Susc. mag. | 1.18 | 4.28 | 4.92 | 3.52 | 8.81 | 2.09 | 24.2 | 1.53 |
| OL pseudo. % | | | | | | | | |
| PX % | | | | | | | | |
| Pâte % | | | | | | | | |
| PL % | | | | | | | | |
| ACT/CHL % | | 15 | 27-28 | 85-90 | | | | |
| Veine SRP % | | | | | | | | |
| HBL % | | | | | | | | |
| QTZ % | | 6-7 | 5 | tr | | | | |
| CARB % | | 65 | 50 | | | | | |
| TTN % | | | | | | | | |
| EP % | | | | | | | | |
| ILM % | | tr ? | | | | tr | | |
| AP % | | tr | | | tr | | | |
| Autres % | 5 | 10 | 17-18 | | 55 | 30 | 10-15 | 5-10 |
| Opaque % | | 3-4 | tr | | | | | |
| MAG % | tr | | | | | | | tr |
| CHR % | | | | | | | | |
| Sulfures % | 95 | | | 10-15 | 45 | 70 | 85-90 | 90-95 |
| PO % | 75-80 | | | 5-10 | 30 | 70 | 10-15 | 5-10 |
| PN % | 10-15 | | | tr | 2-3 | | | |
| CCP % | 5 | | | 5 | 10-12 | tr | tr | |
| PY % | | | | | | tr | 70-80 | 85 |
| SP % | | | | tr | | | tr | |
| GRD % | | | | | | | | |

LVC = litharénite volcanique carbonatisée. SDR CCA = sulfures disséminés remobilisés dans une cornéenne à CHL-ACT, SBR silt. = sulfures bréchiques remobilisés dans un siltstone, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires, MMS = *magmatic massive sulphide*, turb.sed. = *turbiditic sediment*, SFIF = *sulphide facies iron formation*, intergran. = intergranulaire.

APPENDICE C

TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES MINÉRAUX ET DES SULFURES ANALYSÉS À LA MICROSONDE

C.1 Composition des silicates

a) les amphiboles

| Unité rocheuse | oC | oC\la | MoC\la | | | | MoC\la riche en sulfures | | SMR | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|--------------------------|---------------|--------------|--------------|---------------|
| No. d'analyse | S04-03 2 | C04-36 2 | C04-04 i 1c | C04-04 i 3a | C04-04 ii 1b | C04-04 ii 3 | C04-32 1b | C04-33 6 | C04-23 2a | C04-40 4 | S04-03 4 |
| % pds | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 56.77 | 57.69 | 55.53 | 57.04 | 56.76 | 55.53 | 46.72 | 45.83 | 53.90 | 53.81 | 53.50 |
| TiO ₂ | <u>0.02</u> | <u>0.01</u> | 0.05 | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | 0.409 | 2.40 | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 0.09 | 0.18 | 0.85 | 0.17 | 0.35 | 0.98 | 8.737 | 8.53 | 0.47 | 1.42 | 0.68 |
| FeO | 4.55 | 3.49 | 9.42 | 6.10 | 6.70 | 8.87 | 7.863 | 7.41 | 15.75 | 14.14 | 5.63 |
| MgO | 22.11 | 23.87 | 18.75 | 21.34 | 20.90 | 18.88 | 19.882 | 17.92 | 14.13 | 14.79 | 21.66 |
| MnO | 0.10 | <u>0.05</u> | 0.17 | 0.12 | 0.14 | 0.18 | 0.161 | 0.13 | 0.39 | 0.33 | 0.11 |
| CaO | 13.15 | 13.39 | 13.30 | 13.66 | 12.94 | 13.01 | 10.507 | 11.58 | 13.02 | 13.04 | 12.22 |
| Na ₂ O | 0.04 | 0.06 | 0.14 | 0.05 | 0.09 | 0.12 | 2.206 | 2.80 | 0.11 | 0.17 | 0.08 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | <u>0.01</u> | 0.03 | 0.122 | 0.28 | 0.03 | 0.05 | 0.04 |
| Cr ₂ O ₃ | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> | <u>0.02</u> | 0.11 | <u>0.07</u> | <u>0.01</u> | 0.14 | <u>0.07</u> | 0.12 | <u>0.00</u> | <u>0.03</u> |
| NiO | <u>0.01</u> | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.108 | 0.10 | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> |
| H ₂ O | 2.15 | 2.20 | 2.13 | 2.12 | 2.10 | 2.10 | 1.981 | 1.94 | 1.93 | 1.95 | 2.05 |
| F | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.11</u> | <u>0.11</u> | <u>0.00</u> | <u>0.142</u> | <u>0.20</u> | 0.26 | 0.24 | <u>0.04</u> |
| Cl | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.132 | 0.15 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.01 |
| Total | 99.01 | 101.03 | 100.36 | 100.88 | 100.18 | 99.80 | 99.11 | 99.34 | 100.11 | 99.95 | 96.16 |
| Si | 7.927 | 7.854 | 7.835 | 7.875 | 7.909 | 7.854 | 6.728 | 6.636 | 7.872 | 7.811 | 7.738 |
| Ti | <u>0.002</u> | <u>0.001</u> | 0.006 | <u>0.003</u> | <u>0.000</u> | <u>0.002</u> | 0.044 | 0.262 | <u>0.000</u> | <u>0.002</u> | 0.007 |
| Al | 0.015 | 0.029 | 0.140 | 0.028 | 0.058 | 0.164 | 1.483 | 1.455 | 0.081 | 0.243 | 0.115 |
| Fe ²⁺ | 0.531 | 0.397 | 1.111 | 0.705 | 0.780 | 1.049 | 0.947 | 0.898 | 1.924 | 1.716 | 0.681 |
| Mg | 4.602 | 4.844 | 3.943 | 4.393 | 4.342 | 3.981 | 4.268 | 3.867 | 3.076 | 3.199 | 4.671 |
| Mn | 0.011 | <u>0.006</u> | 0.020 | 0.014 | 0.016 | 0.022 | 0.020 | 0.016 | 0.048 | 0.040 | 0.014 |
| Ca | 1.968 | 1.953 | 2.010 | 2.021 | 1.933 | 1.971 | 1.621 | 1.797 | 2.037 | 2.028 | 1.894 |
| Na | 0.010 | 0.015 | 0.038 | 0.013 | <u>0.025</u> | 0.032 | 0.616 | 0.785 | 0.030 | 0.046 | 0.024 |
| K | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | <u>0.003</u> | 0.004 | 0.022 | 0.052 | 0.005 | 0.009 | 0.007 |
| Cr | <u>0.000</u> | <u>0.004</u> | <u>0.002</u> | 0.011 | <u>0.007</u> | <u>0.001</u> | 0.016 | <u>0.008</u> | 0.014 | <u>0.000</u> | <u>0.004</u> |
| Ni | <u>0.001</u> | <u>0.005</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | 0.013 | 0.012 | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> | <u>0.005</u> |
| F | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>-0.047</u> | <u>-0.047</u> | <u>0.000</u> | <u>-0.060</u> | <u>-0.085</u> | -0.111 | -0.101 | <u>-0.016</u> |
| Cl | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | -0.002 | -0.002 | -0.017 | -0.030 | -0.034 | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | -0.003 |
| O | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 |
| Si+Al ^{IV} | 7.942 | 7.883 | 7.975 | 7.903 | 7.967 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 7.953 | 8.000 | 7.853 |
| Al ^{VI} +Ti+ | | | | | | | | | | | |
| Cr+Mg+ | 5.144 | 5.241 | 5.080 | 5.123 | 5.138 | 5.070 | 5.506 | 5.134 | 5.062 | 5.009 | 5.373 |
| Fe ²⁺ +Mn | | | | | | | | | | | |
| Ca+Na | 1.978 | 1.968 | 2.010 | 2.021 | 1.958 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.037 | 2.028 | 1.918 |
| Na+K (A) | 0.005 | 0.003 | 0.042 | 0.016 | 0.000 | 0.007 | 0.259 | 0.634 | 0.035 | 0.055 | 0.007 |
| Mg/(Mg+ | 0.897 | 0.924 | 0.780 | 0.862 | 0.848 | 0.791 | 0.818 | 0.812 | 0.615 | 0.651 | 0.873 |
| Fe ²⁺) | | | | | | | | | | | |

Le nombre d'ions est basé sur 23 O en ignorant H₂O. Les valeurs soulignées indiquent qu'elles se situent en dessous de la limite de détection. Le tableau 3.4 présente en détail les limites de détection calculées pour tous les éléments analysés à la microsonde.

Unités rocheuses : BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, CCA = cornéenne tachetée à CHL-ACT, MBF = metabordure figée, MBK = metabasalte komatiitique, MoC\la = métacumulat à OL et CPX poecilitique, oC = cumulat à OL, oC\la = cumulat à OL et CPX poecilitique, SAC = schiste à ACT-CHL, Silt. = siltstone, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires.

C.1 Composition des silicates (suite)

a) les amphiboles (suite)

| Unité rocheuse | MBF | | | | | | BK | MBK | | |
|---|---------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| No. d'analyse | S04-12 1 | S04-12 3 | C04-34 2a | C04-34 2b | C04-34 3a | C04-34 4b | C04-47 2c | S04-02 1b | S04-02 2b | C04-35 3 |
| % pds | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 54.91 | 56.20 | 49.85 | 56.94 | 44.49 | 57.28 | 56.10 | 55.15 | 55.07 | 55.32 |
| TiO ₂ | 0.05 | <u>0.02</u> | 0.75 | 0.12 | 3.39 | 0.07 | 0.04 | <u>0.01</u> | 0.13 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 1.41 | 0.47 | 4.30 | 0.29 | 9.19 | 0.26 | 0.74 | 0.40 | 1.47 | 1.02 |
| FeO | 8.95 | 8.62 | 7.71 | 7.35 | 9.04 | 7.52 | 7.39 | 7.47 | 7.48 | 8.54 |
| MgO | 19.56 | 18.84 | 20.04 | 20.18 | 16.47 | 20.11 | 19.72 | 20.06 | 19.44 | 19.32 |
| MnO | 0.18 | 0.20 | 0.14 | 0.18 | 0.10 | 0.17 | 0.36 | 0.22 | 0.17 | 0.18 |
| CaO | 12.42 | 13.65 | 11.82 | 13.53 | 11.53 | 13.35 | 13.26 | 13.23 | 12.95 | 13.10 |
| Na ₂ O | 0.08 | 0.10 | 1.03 | 0.06 | 2.86 | 0.06 | 0.23 | 0.14 | 0.28 | 0.16 |
| K ₂ O | 0.02 | <u>0.01</u> | 0.14 | <u>0.00</u> | 0.80 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.32 | 0.17 | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> | <u>0.05</u> | 0.13 | 0.21 | <u>0.00</u> | <u>0.06</u> | 0.19 |
| NiO | 0.05 | <u>0.02</u> | <u>0.01</u> | <u>0.03</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.04</u> | <u>0.01</u> | <u>0.04</u> |
| H ₂ O | 2.08 | 2.08 | 0.26 | <u>0.19</u> | 0.71 | 2.10 | 1.93 | 2.08 | 2.08 | 2.02 |
| F | <u>0.09</u> | <u>0.12</u> | 0.09 | <u>0.00</u> | 0.17 | <u>0.13</u> | 0.44 | <u>0.05</u> | <u>0.08</u> | 0.23 |
| Cl | <u>0.00</u> | 0.01 | 1.92 | 2.07 | 1.68 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 100.12 | 100.51 | 98.07 | 100.99 | 100.58 | 101.19 | 100.46 | 98.87 | 99.26 | 100.18 |
| Si | 7.744 | 7.876 | 7.227 | 7.909 | 6.464 | 7.934 | 7.845 | 7.844 | 7.792 | 7.791 |
| Ti | 0.005 | <u>0.002</u> | 0.082 | 0.013 | 0.370 | 0.007 | 0.004 | <u>0.001</u> | 0.014 | 0.004 |
| Al | 0.234 | 0.078 | 0.735 | 0.048 | 1.574 | 0.042 | 0.122 | 0.066 | 0.245 | 0.169 |
| Fe ²⁺ | 1.056 | 1.010 | 0.935 | 0.854 | 1.098 | 0.871 | 0.864 | 0.889 | 0.885 | 1.006 |
| Mg | 4.113 | 3.937 | 4.331 | 4.179 | 3.567 | 4.152 | 4.112 | 4.253 | 4.101 | 4.056 |
| Mn | 0.021 | 0.024 | 0.017 | 0.021 | 0.013 | 0.019 | 0.042 | 0.027 | 0.020 | 0.022 |
| Ca | 1.877 | 2.049 | 1.836 | 2.013 | 1.794 | 1.981 | 1.986 | 2.016 | 1.963 | 1.977 |
| Na | 0.022 | 0.027 | 0.290 | 0.015 | 0.806 | 0.017 | 0.062 | 0.038 | 0.077 | 0.044 |
| K | 0.004 | <u>0.002</u> | 0.026 | <u>0.001</u> | 0.148 | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.006 | 0.005 |
| Cr | 0.036 | 0.018 | <u>0.000</u> | <u>0.005</u> | <u>0.006</u> | 0.014 | 0.023 | <u>0.000</u> | <u>0.006</u> | 0.021 |
| Ni | 0.006 | <u>0.002</u> | <u>0.001</u> | <u>0.004</u> | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | <u>0.005</u> | <u>0.001</u> | <u>0.005</u> |
| F | <u>-0.038</u> | <u>-0.050</u> | -0.108 | <u>-0.078</u> | -0.300 | <u>-0.054</u> | -0.186 | <u>-0.020</u> | <u>-0.035</u> | -0.096 |
| Cl | <u>0.000</u> | -0.002 | -0.019 | <u>0.000</u> | -0.039 | -0.002 | -0.004 | -0.001 | <u>0.000</u> | <u>-0.001</u> |
| O | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 |
| Si+Al ^{IV} | 7.978 | 7.954 | 7.962 | 7.957 | 8.000 | 7.976 | 7.967 | 7.910 | 8.000 | 7.960 |
| Al ^{VI} +Ti+ Cr+Mg+ Fe ²⁺ +Mn | 5.231 | 4.989 | 5.365 | 5.067 | 5.086 | 5.063 | 5.045 | 5.169 | 5.057 | 5.109 |
| Ca+Na | 1.899 | 2.049 | 2.000 | 2.013 | 2.000 | 1.998 | 2.000 | 2.016 | 2.000 | 2.000 |
| Na+K (A) | 0.004 | 0.027 | 0.152 | 0.015 | 0.748 | 0.003 | 0.053 | 0.042 | 0.046 | 0.026 |
| Mg/(Mg+ Fe ²⁺) | 0.796 | 0.796 | 0.822 | 0.830 | 0.765 | 0.827 | 0.826 | 0.827 | 0.823 | 0.801 |

C.1 Composition des silicates (suite)

a) les amphiboles (suite)

| Unité rocheuse | SAC riche en sulfures | | | | | | | Silt. |
|---|-----------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|----------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-31 1a | C04-31 1b | C04-31 2 | C04-31 6a | C04-31 7 | C04-31 i 1b | C04-42 2 | C04-41 2 |
| % pds | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46.72 | 57.52 | 51.47 | 55.96 | 44.04 | 44.81 | 58.93 | 56.64 |
| TiO ₂ | 3.09 | <u>0.03</u> | 0.35 | 0.04 | 3.15 | 2.88 | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> |
| Al ₂ O ₃ | 7.43 | 0.10 | 3.45 | 0.20 | 8.69 | 9.15 | 0.11 | 0.81 |
| FeO | 9.25 | 5.27 | 8.18 | 5.87 | 9.09 | 8.74 | 3.62 | 5.61 |
| MgO | 17.17 | 22.18 | 19.74 | 21.91 | 17.07 | 17.00 | 24.71 | 21.58 |
| MnO | 0.19 | 0.17 | 0.22 | 0.09 | 0.16 | 0.16 | 0.13 | 0.63 |
| CaO | 11.65 | 13.53 | 12.59 | 13.41 | 11.72 | 11.30 | 10.65 | 13.17 |
| Na ₂ O | 2.33 | 0.06 | 0.97 | <u>0.01</u> | 2.90 | 2.87 | <u>0.02</u> | 0.13 |
| K ₂ O | 0.46 | <u>0.01</u> | 0.13 | <u>0.00</u> | 0.45 | 0.58 | <u>0.00</u> | 0.04 |
| Cr ₂ O ₃ | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | 0.23 | <u>0.00</u> | <u>0.06</u> | 0.36 | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> |
| NiO | 0.08 | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.03</u> | 0.11 | 0.06 | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> |
| H ₂ O | 1.97 | 2.18 | 2.08 | 2.07 | 1.71 | 1.75 | 2.09 | 2.01 |
| F | <u>0.15</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.15</u> | 0.63 | 0.58 | 0.26 | 0.34 |
| Cl | 0.18 | <u>0.00</u> | 0.08 | 0.01 | 0.17 | 0.18 | <u>0.00</u> | 0.01 |
| Total | 100.69 | 101.08 | 99.47 | 99.73 | 99.95 | 100.42 | 100.56 | 100.98 |
| Si | 6.722 | 7.900 | 7.363 | 7.830 | 6.438 | 6.486 | 7.987 | 7.822 |
| Ti | 0.334 | <u>0.003</u> | 0.037 | 0.004 | 0.347 | 0.313 | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> |
| Al | 1.259 | 0.016 | 0.581 | 0.033 | 1.497 | 1.561 | 0.018 | 0.132 |
| Fe ²⁺ | 1.113 | 0.606 | 0.978 | 0.687 | 1.111 | 1.058 | 0.410 | 0.648 |
| Mg | 3.682 | 4.542 | 4.210 | 4.571 | 3.721 | 3.668 | 4.992 | 4.442 |
| Mn | 0.023 | 0.020 | 0.026 | 0.010 | 0.020 | 0.020 | 0.015 | 0.074 |
| Ca | 1.796 | 1.991 | 1.929 | 2.010 | 1.835 | 1.752 | 1.547 | 1.948 |
| Na | 0.651 | 0.015 | 0.270 | <u>0.003</u> | 0.821 | 0.807 | <u>0.004</u> | 0.034 |
| K | 0.085 | <u>0.003</u> | 0.023 | <u>0.000</u> | 0.084 | 0.106 | <u>0.000</u> | 0.008 |
| Cr | <u>0.004</u> | <u>0.000</u> | 0.026 | <u>0.000</u> | <u>0.007</u> | 0.041 | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> |
| Ni | 0.009 | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> | <u>0.003</u> | 0.013 | 0.007 | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> |
| F | <u>-0.065</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>-0.063</u> | -0.265 | -0.246 | -0.110 | -0.145 |
| Cl | -0.040 | <u>0.000</u> | -0.017 | -0.001 | -0.039 | -0.039 | <u>0.000</u> | -0.003 |
| O | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 | 23.000 |
| Si+Al ^{iv} | 7.981 | 7.916 | 7.944 | 7.863 | 7.935 | 8.000 | 8.000 | 7.954 |
| Al ^{vi} +Ti+ Cr+Mg+ Fe ²⁺ +Mn | 5.152 | 5.168 | 5.277 | 5.272 | 5.199 | 5.147 | 5.422 | 5.164 |
| Ca+Na | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.010 | 2.000 | 2.000 | 1.547 | 1.982 |
| Na+K (A) | 0.532 | 0.006 | 0.222 | 0.000 | 0.740 | 0.665 | 0.000 | 0.008 |
| Mg/(Mg+ Fe ²⁺) | 0.768 | 0.882 | 0.811 | 0.869 | 0.770 | 0.776 | 0.924 | 0.873 |

C.1 Composition des silicates (suite)

b) les chlorites

| Unité rocheuse | oC | MoC1a | MoC1a riche S | SAC riche S | BK | BO | |
|--|--------------|-----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | S04-03 1 | C04-04 li 1a | C04-33 3 | C04-31 4a | C04-47 4 | S04-11 3 | C04-30 5 |
| % pds | | | | | | | |
| SiO ₂ | 34.87 | 32.49 | 33.04 | 35.57 | 29.34 | 29.82 | 25.96 |
| TiO ₂ | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.07 | <u>0.00</u> | 0.00 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Al ₂ O ₃ | 12.72 | 13.58 | 13.08 | 10.39 | 18.43 | 16.52 | 19.46 |
| FeO | 11.13 | 12.83 | 12.62 | 11.50 | 12.57 | 21.13 | 30.78 |
| MgO | 29.21 | 28.10 | 28.83 | 30.43 | 25.97 | 20.38 | 12.39 |
| MnO | 0.09 | 0.14 | 0.23 | 0.09 | 0.34 | 0.29 | 0.32 |
| CaO | 0.04 | 0.08 | 0.53 | 0.08 | 0.17 | 0.07 | 0.05 |
| Na ₂ O | 0.02 | <u>0.01</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.03 | <u>0.00</u> |
| Cr ₂ O ₃ | 0.17 | 0.99 | <u>0.06</u> | 0.15 | 1.15 | <u>0.02</u> | <u>0.03</u> |
| NiO | 0.14 | 0.10 | 0.09 | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> |
| H ₂ O | 12.47 | 12.26 | 12.32 | 12.41 | 12.19 | 11.76 | 11.21 |
| Total | 100.87 | 100.58 | 100.89 | 100.65 | 100.16 | 100.03 | 100.20 |
| Si | 6.708 | 6.358 | 6.435 | 6.875 | 5.771 | 6.082 | 5.553 |
| Ti | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> | 0.011 | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> |
| Al | 2.885 | 3.132 | 3.002 | 2.368 | 4.274 | 3.972 | 4.906 |
| Fe ²⁺ | 1.791 | 2.100 | 2.055 | 1.860 | 2.067 | 3.605 | 5.507 |
| Mg | 8.378 | 8.199 | 8.371 | 8.767 | 7.618 | 6.197 | 3.952 |
| Mn | 0.014 | 0.022 | 0.039 | 0.014 | 0.057 | 0.049 | 0.058 |
| Ca | 0.009 | 0.016 | 0.111 | 0.017 | 0.036 | 0.016 | 0.010 |
| Na | 0.008 | <u>0.005</u> | <u>0.004</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | 0.010 | <u>0.000</u> |
| Cr | 0.026 | 0.153 | <u>0.010</u> | 0.023 | 0.179 | <u>0.002</u> | <u>0.005</u> |
| Ni | 0.022 | 0.015 | 0.014 | <u>0.005</u> | <u>0.000</u> | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> |
| H | 0.000 | 0.892 | 0.076 | 0.000 | 0.078 | 0.010 | 0.094 |
| O | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 |
| Si+Al ^{IV} | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Cr+Mg+ Fe ²⁺ +Mn+ Ca+Na+Ni | 11.841 | 11.995 | 12.038 | 11.924 | 12.002 | 11.931 | 11.986 |

Le nombre d'ions est basé sur 28 O.

C.1 Composition des silicates (suite)

b) les chlorites (suite)

| Unité rocheuse | CCA | | | | | | SMR | Silt. |
|--|--------------|--------------|----------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-22 1c | C04-22 2a | C04-22 1 2a | C04-22 2b | C04-22 3a | C04-22 4a | C-04-23 2b | C04-41 4 |
| % pds | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 29.76 | 29.99 | 28.90 | 27.91 | 30.75 | 29.29 | 27.86 | 25.93 |
| TiO ₂ | 0.80 | 1.24 | 0.32 | <u>0.00</u> | 1.55 | 0.39 | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> |
| Al ₂ O ₃ | 14.73 | 14.43 | 15.92 | 17.91 | 14.11 | 15.03 | 17.75 | 20.01 |
| FeO | 25.05 | 23.21 | 25.04 | 25.70 | 22.89 | 25.14 | 25.70 | 27.26 |
| MgO | 18.02 | 18.38 | 17.75 | 15.64 | 18.99 | 17.45 | 16.82 | 14.41 |
| MnO | 0.38 | 0.38 | 0.41 | 0.63 | 0.35 | 0.45 | 0.55 | 0.61 |
| CaO | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.31 | 0.12 | 0.04 | 0.02 | <u>0.01</u> |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Cr ₂ O ₃ | 0.25 | <u>0.05</u> | 0.09 | 0.10 | <u>0.05</u> | 0.15 | 0.21 | <u>0.00</u> |
| NiO | 0.15 | 0.13 | 0.12 | <u>0.00</u> | 0.14 | 0.08 | 0.06 | <u>0.04</u> |
| H ₂ O | 11.60 | 11.54 | 11.52 | 11.42 | 11.72 | 11.43 | 11.52 | 11.32 |
| Total | 100.84 | 99.42 | 100.12 | 99.66 | 100.71 | 99.48 | 100.50 | 99.60 |
| Si | 6.153 | 6.233 | 6.019 | 5.862 | 6.292 | 6.145 | 5.801 | 5.497 |
| Ti | 0.124 | 0.193 | 0.050 | <u>0.000</u> | 0.238 | 0.061 | <u>0.002</u> | <u>0.000</u> |
| Al | 3.590 | 3.535 | 3.909 | 4.432 | 3.402 | 3.716 | 4.356 | 5.000 |
| Fe ²⁺ | 4.332 | 4.034 | 4.362 | 4.515 | 3.917 | 4.410 | 4.475 | 4.832 |
| Mg | 5.554 | 5.693 | 5.512 | 4.897 | 5.791 | 5.458 | 5.222 | 4.554 |
| Mn | 0.066 | 0.066 | 0.073 | 0.112 | 0.060 | 0.079 | 0.096 | 0.110 |
| Ca | 0.009 | 0.011 | 0.008 | 0.070 | 0.027 | 0.010 | 0.004 | <u>0.003</u> |
| Na | 0.023 | 0.011 | 0.005 | 0.017 | 0.011 | 0.015 | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> |
| Cr | 0.041 | <u>0.008</u> | 0.014 | 0.016 | <u>0.008</u> | 0.024 | 0.035 | <u>0.000</u> |
| Ni | 0.026 | 0.022 | 0.020 | <u>0.000</u> | 0.024 | 0.013 | 0.010 | <u>0.006</u> |
| H | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.015 |
| O | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 | 28.000 |
| Si+Al ^{IV} | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Cr+Mg+ Fe ²⁺ +Mn+ Ca+Na+Ni | 11.918 | 11.798 | 11.972 | 11.905 | 11.762 | 11.931 | 11.999 | 11.993 |

C.1 Composition des silicates (suite)

c) les pyroxènes

| Unité rocheuse | oC\la | | | | | | MoC\la | | MoC\la riche en sulfures | | |
|---|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|----------------|--------------|--------------------------|-------------|-------------|
| No. d'analyse | S04-01 2a | S04-01 3 | S04-01 4a | C04-02 2 | C04-36 1 | C04-37 3 | C04-04 i 1a | C04-05 2a | C04-33 4 | C04-33 7 | C04-39 1 |
| % pds | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 51.38 | 52.60 | 50.63 | 51.29 | 51.39 | 51.92 | 53.05 | 50.56 | 51.66 | 51.67 | 51.09 |
| TiO ₂ | 0.33 | 0.24 | 0.43 | 0.40 | 0.44 | 0.69 | 0.06 | 0.37 | 0.35 | 0.30 | 0.43 |
| Al ₂ O ₃ | 3.59 | 2.46 | 3.83 | 4.24 | 4.72 | 2.66 | 1.01 | 4.16 | 3.94 | 3.62 | 4.24 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.71 | 2.09 | 3.55 | 3.36 | 2.85 | 2.77 | 2.77 | 3.70 | 2.90 | 2.84 | 2.87 |
| FeO | 2.33 | 2.83 | 1.60 | 1.93 | 2.32 | 2.78 | 2.80 | 1.55 | 1.95 | 2.10 | 2.68 |
| MgO | 17.52 | 18.87 | 17.68 | 17.84 | 17.21 | 18.60 | 16.37 | 17.70 | 17.52 | 18.23 | 17.47 |
| MnO | 0.05 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.12 | 0.15 | 0.28 | 0.09 | 0.07 | 0.10 | 0.16 |
| CaO | 21.20 | 20.08 | 20.96 | 21.01 | 21.74 | 19.86 | 23.90 | 20.82 | 21.86 | 20.69 | 20.71 |
| Na ₂ O | 0.21 | 0.17 | 0.19 | 0.21 | 0.19 | 0.25 | 0.12 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.20 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.14 | 0.72 | 1.11 | 1.03 | 0.47 | 1.09 | 0.42 | 1.03 | 0.77 | 0.92 | 1.04 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.46 | 100.17 | 100.04 | 101.38 | 101.44 | 100.77 | 100.80 | 100.18 | 101.19 | 100.64 | 100.91 |
| Si | 1.868 | 1.908 | 1.848 | 1.846 | 1.849 | 1.880 | 1.937 | 1.842 | 1.863 | 1.869 | 1.851 |
| Ti | 0.009 | 0.007 | 0.012 | 0.011 | 0.012 | 0.019 | 0.002 | 0.010 | 0.010 | 0.008 | 0.012 |
| Al | 0.154 | 0.105 | 0.165 | 0.180 | 0.200 | 0.114 | 0.043 | 0.179 | 0.167 | 0.154 | 0.181 |
| Fe ³⁺ | 0.074 | 0.057 | 0.097 | 0.091 | 0.077 | 0.076 | 0.076 | 0.102 | 0.079 | 0.077 | 0.078 |
| Fe ²⁺ | 0.071 | 0.086 | 0.049 | 0.058 | 0.070 | 0.084 | 0.086 | 0.047 | 0.059 | 0.063 | 0.081 |
| Mg | 0.950 | 1.020 | 0.962 | 0.957 | 0.924 | 1.004 | 0.891 | 0.962 | 0.942 | 0.983 | 0.944 |
| Mn | 0.001 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.005 | 0.009 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.005 |
| Ca | 0.826 | 0.781 | 0.820 | 0.810 | 0.838 | 0.771 | 0.935 | 0.813 | 0.844 | 0.802 | 0.804 |
| Na | 0.015 | 0.012 | 0.014 | 0.015 | 0.013 | 0.018 | 0.009 | 0.014 | 0.012 | 0.013 | 0.014 |
| Cr | 0.033 | 0.021 | 0.032 | 0.029 | 0.013 | 0.031 | 0.012 | 0.030 | 0.022 | 0.026 | 0.030 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| O | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Si+Al ^{IV} | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.994 | 1.980 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Fe ³⁺ +Fe ²⁺ + Mg+Cr+Mn +Ca+Na+K | 2.001 | 2.001 | 2.001 | 1.999 | 2.000 | 2.030 | 2.020 | 2.002 | 2.000 | 1.998 | 2.000 |
| En % | 49.43 | 52.39 | 49.84 | 49.90 | 48.30 | 51.75 | 44.62 | 49.92 | 48.91 | 50.99 | 49.37 |
| Fs % | 7.60 | 7.50 | 7.67 | 7.87 | 7.89 | 8.51 | 8.56 | 7.89 | 7.27 | 7.42 | 8.58 |
| Wo % | 42.98 | 40.11 | 42.49 | 42.23 | 43.81 | 39.74 | 46.82 | 42.19 | 43.82 | 41.60 | 42.05 |
| mg* | 86.68 | 87.48 | 86.67 | 86.37 | 85.95 | 85.89 | 83.90 | 86.36 | 87.06 | 87.30 | 85.20 |

Le nombre d'ions est basé sur 6 O.

En% (enstatite) = $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca}) \times 100$

Fs% (ferrosilite) = $(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca}) \times 100$

Wo% (wollastonite) = $\text{Ca}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca}) \times 100$

mg* = $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) \times 100$

C.1 Composition des silicates (suite)

c) les pyroxènes (suite)

| Unité rocheuse | MBF | | | BK | | | | MBK | | | |
|---|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| No. d'analyse | S04-12 2 | S04-12 4 | C04-34 4a | C04-47 2a | C04-47 2b | C04-47 3 | C04-47 5 | S04-02 1a | S04-02 2a | C04-35 1a | C04-35 2 |
| % pds | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 51.94 | 52.37 | 51.30 | 47.77 | 50.85 | 50.99 | 51.60 | 49.91 | 49.28 | 49.43 | 50.42 |
| TiO ₂ | 0.19 | 0.22 | 0.54 | 0.83 | 0.61 | 0.56 | 0.46 | 0.55 | 0.80 | 0.74 | 0.65 |
| Al ₂ O ₃ | 2.23 | 2.79 | 3.14 | 7.28 | 2.82 | 2.30 | 4.51 | 5.30 | 6.16 | 5.89 | 5.59 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.94 | 2.28 | 2.67 | 3.61 | 2.31 | 2.77 | 1.77 | 3.03 | 2.92 | 3.92 | 2.34 |
| FeO | 1.53 | 2.94 | 3.20 | 4.16 | 11.02 | 9.87 | 4.39 | 3.02 | 4.07 | 3.42 | 4.42 |
| MgO | 18.91 | 17.96 | 17.29 | 14.38 | 18.03 | 15.84 | 17.09 | 15.58 | 15.40 | 15.71 | 16.25 |
| MnO | 0.11 | 0.06 | 0.09 | 0.16 | 0.38 | 0.27 | 0.16 | 0.12 | 0.13 | 0.18 | 0.18 |
| CaO | 20.36 | 21.09 | 20.85 | 20.78 | 13.20 | 17.34 | 20.42 | 22.18 | 21.09 | 21.14 | 20.58 |
| Na ₂ O | 0.18 | 0.17 | 0.22 | 0.27 | 0.19 | 0.19 | 0.20 | 0.18 | 0.20 | 0.22 | 0.20 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.88 | 1.08 | 0.66 | 0.24 | 0.11 | 0.07 | 0.45 | 0.21 | 0.25 | 0.29 | 0.35 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Total | 100.27 | 100.95 | 99.95 | 99.48 | 99.52 | 100.19 | 101.06 | 100.09 | 100.31 | 100.95 | 100.99 |
| Si | 1.887 | 1.894 | 1.879 | 1.774 | 1.894 | 1.901 | 1.868 | 1.832 | 1.808 | 1.803 | 1.833 |
| Ti | 0.005 | 0.006 | 0.015 | 0.023 | 0.017 | 0.016 | 0.013 | 0.015 | 0.022 | 0.020 | 0.018 |
| Al | 0.096 | 0.119 | 0.136 | 0.319 | 0.124 | 0.101 | 0.192 | 0.229 | 0.266 | 0.253 | 0.239 |
| Fe ³⁺ | 0.108 | 0.062 | 0.074 | 0.101 | 0.065 | 0.078 | 0.048 | 0.084 | 0.081 | 0.108 | 0.064 |
| Fe ²⁺ | 0.046 | 0.089 | 0.098 | 0.129 | 0.343 | 0.308 | 0.133 | 0.093 | 0.125 | 0.104 | 0.134 |
| Mg | 1.024 | 0.968 | 0.944 | 0.796 | 1.001 | 0.880 | 0.922 | 0.853 | 0.842 | 0.854 | 0.880 |
| Mn | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.005 | 0.012 | 0.008 | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.006 | 0.005 |
| Ca | 0.793 | 0.817 | 0.818 | 0.827 | 0.527 | 0.693 | 0.792 | 0.872 | 0.829 | 0.826 | 0.801 |
| Na | 0.013 | 0.012 | 0.015 | 0.019 | 0.014 | 0.014 | 0.014 | 0.013 | 0.014 | 0.016 | 0.014 |
| Cr | 0.025 | 0.031 | 0.019 | 0.007 | 0.003 | 0.002 | 0.013 | 0.006 | 0.007 | 0.008 | 0.010 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| O | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Si+Al ^V | 1.983 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Fe ³⁺ +Fe ²⁺ + Mg+Cr+Mn +Ca+Na+K | 2.017 | 2.000 | 2.001 | 2.001 | 2.000 | 1.999 | 2.000 | 2.001 | 1.998 | 1.999 | 1.998 |
| En % | 51.87 | 49.95 | 48.74 | 42.84 | 51.39 | 44.74 | 48.53 | 44.75 | 44.76 | 44.99 | 46.71 |
| Fs % | 7.95 | 7.89 | 9.03 | 12.65 | 21.56 | 20.03 | 9.79 | 9.50 | 11.16 | 11.49 | 10.77 |
| Wo % | 40.17 | 42.16 | 42.23 | 44.51 | 27.05 | 35.23 | 41.68 | 45.75 | 44.07 | 43.52 | 42.52 |
| mg* | 86.71 | 86.35 | 84.36 | 77.21 | 70.44 | 69.07 | 83.21 | 82.50 | 80.04 | 79.66 | 81.26 |

C.1 Composition des silicates (suite)

c) les pyroxènes (suite)

| Unité rocheuse | BO | | | | | | | |
|---|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| No. d'analyse | S04-11 1a | S04-11 2a | S04-13 5 | C04-18 4 | C04-30 2 | C04-30 3 | C04-30 6 | C04-46 4 |
| % pds | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52.37 | 52.59 | 50.60 | 52.31 | 52.62 | 51.58 | 50.88 | 50.43 |
| TiO ₂ | 0.37 | 0.35 | 0.52 | 0.19 | 0.28 | 0.42 | 0.53 | 0.32 |
| Al ₂ O ₃ | 1.87 | 1.87 | 2.31 | 0.93 | 1.81 | 2.11 | 1.93 | 3.33 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.02 | 2.31 | 3.91 | 2.71 | 3.00 | 3.40 | 2.98 | 3.82 |
| FeO | 7.33 | 7.37 | 8.58 | 7.16 | 5.83 | 8.69 | 10.86 | 5.22 |
| MgO | 17.05 | 17.38 | 14.82 | 14.68 | 17.89 | 15.75 | 13.71 | 17.84 |
| MnO | 0.27 | 0.23 | 0.29 | 0.27 | 0.23 | 0.28 | 0.42 | 0.21 |
| CaO | 18.89 | 18.61 | 19.27 | 22.42 | 18.93 | 18.80 | 19.13 | 17.75 |
| Na ₂ O | 0.16 | 0.16 | 0.22 | 0.08 | 0.21 | 0.20 | 0.23 | 0.13 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.21 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Total | 101.37 | 100.89 | 100.51 | 100.81 | 100.80 | 101.26 | 100.68 | 99.27 |
| Si | 1.913 | 1.924 | 1.887 | 1.939 | 1.919 | 1.902 | 1.909 | 1.867 |
| Ti | 0.010 | 0.010 | 0.015 | 0.005 | 0.008 | 0.012 | 0.015 | 0.009 |
| Al | 0.081 | 0.080 | 0.102 | 0.041 | 0.078 | 0.092 | 0.085 | 0.145 |
| Fe ³⁺ | 0.083 | 0.064 | 0.110 | 0.076 | 0.082 | 0.094 | 0.084 | 0.107 |
| Fe ²⁺ | 0.224 | 0.226 | 0.268 | 0.222 | 0.178 | 0.268 | 0.341 | 0.161 |
| Mg | 0.929 | 0.948 | 0.824 | 0.811 | 0.973 | 0.866 | 0.767 | 0.984 |
| Mn | 0.008 | 0.007 | 0.009 | 0.009 | 0.007 | 0.009 | 0.013 | 0.007 |
| Ca | 0.740 | 0.730 | 0.770 | 0.890 | 0.740 | 0.743 | 0.769 | 0.704 |
| Na | 0.011 | 0.011 | 0.016 | 0.006 | 0.015 | 0.014 | 0.017 | 0.009 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| O | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| Si+Al ^{IV} | 1.994 | 2.000 | 1.989 | 1.980 | 1.997 | 1.994 | 1.994 | 2.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Fe ³⁺ +Fe ²⁺ + Mg+Cr+Mn +Ca+Na+K | 2.005 | 2.000 | 2.012 | 2.019 | 2.003 | 2.006 | 2.006 | 1.999 |
| En % | 46.82 | 48.00 | 41.60 | 40.39 | 49.14 | 43.74 | 38.86 | 50.13 |
| Fs % | 15.88 | 15.04 | 19.54 | 15.29 | 13.48 | 18.74 | 22.19 | 14.01 |
| Wo % | 37.30 | 36.96 | 38.87 | 44.32 | 37.37 | 37.53 | 38.96 | 35.86 |
| mg* | 74.68 | 76.14 | 68.04 | 72.54 | 78.47 | 70.01 | 63.65 | 78.16 |

C.1 Composition des silicates (suite)

d) les plagioclases

| Unité rocheuse | BK | BO | | | | | | | Silt. |
|--------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C-04-47 3b | S04-09 1 | S04-09 3 | C04-18 2 | C04-18 5 | C04-30 1 | C04-46 1b | C04-46 3 | C04-41 5b |
| % pds | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 68.27 | 67.22 | 66.81 | 67.71 | 67.60 | 67.40 | 68.86 | 68.21 | 68.36 |
| TiO ₂ | <u>0.01</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> |
| Al ₂ O ₃ | 19.77 | 20.11 | 20.15 | 20.53 | 20.53 | 20.70 | 18.93 | 20.22 | 19.99 |
| FeO | 0.10 | 0.13 | 0.06 | 0.10 | 0.03 | 0.09 | 0.10 | 0.23 | 0.03 |
| MgO | 0.10 | <u>0.01</u> | <u>0.01</u> | 0.04 | <u>0.00</u> | 0.02 | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | 0.04 |
| CaO | 0.16 | 0.58 | 0.69 | 0.40 | 0.58 | 0.99 | 0.18 | 0.49 | 0.19 |
| Na ₂ O | 11.71 | 11.45 | 11.27 | 11.70 | 11.69 | 11.47 | 11.72 | 11.55 | 11.67 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.22 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.13 |
| BaO | <u>0.01</u> | 0.07 | <u>0.00</u> | <u>0.05</u> | <u>0.06</u> | <u>0.00</u> | <u>0.05</u> | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 100.16 | 99.62 | 99.05 | 100.75 | 100.55 | 100.74 | 99.91 | 100.82 | 100.44 |
| Si | 2.980 | 2.956 | 2.953 | 2.947 | 2.946 | 2.935 | 3.012 | 2.963 | 2.976 |
| Ti | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> |
| Al | 1.017 | 1.042 | 1.050 | 1.053 | 1.055 | 1.062 | 0.976 | 1.035 | 1.025 |
| Fe ²⁺ | 0.004 | 0.005 | 0.002 | 0.004 | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.008 | 0.001 |
| Mg | 0.006 | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> | 0.002 | <u>0.000</u> | 0.001 | <u>0.000</u> | <u>0.000</u> | 0.003 |
| Ca | 0.007 | 0.027 | 0.032 | 0.019 | 0.027 | 0.046 | 0.008 | 0.023 | 0.009 |
| Na | 0.991 | 0.976 | 0.966 | 0.987 | 0.988 | 0.968 | 0.994 | 0.972 | 0.985 |
| K | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.012 | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.007 |
| Ba | <u>0.000</u> | 0.001 | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | <u>0.001</u> | <u>0.000</u> |
| O | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Si+Al ^{IV} | 3.997 | 3.998 | 4.003 | 4.000 | 4.001 | 3.997 | 3.988 | 3.998 | 4.001 |
| Al ^{VI} +Ti+ | | | | | | | | | |
| Fe ²⁺ +Mg+ | 1.004 | 1.012 | 1.003 | 1.024 | 1.018 | 1.022 | 1.008 | 1.008 | 1.005 |
| Ca+Na+K+ | | | | | | | | | |
| Ba | | | | | | | | | |
| An % | 0.70 | 2.68 | 3.20 | 1.87 | 2.65 | 4.52 | 0.80 | 2.30 | 0.90 |
| Ab % | 99.10 | 97.02 | 96.50 | 96.95 | 97.15 | 95.09 | 98.91 | 97.20 | 98.40 |
| Or % | 0.20 | 0.30 | 0.30 | 1.18 | 0.20 | 0.39 | 0.30 | 0.50 | 0.70 |

Le nombre d'ions est basé sur 8 O.

An% (anorthite) = $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) \times 100$

Ab% (albite) = $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) \times 100$

Or% (orthoclase) = $\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}) \times 100$

C.1 Composition des silicates (suite)

e) les serpentines

| Unité rocheuse | oC1a | | | MoC1a riche en sulfures | | | | | | | |
|--|--------------|--------------|--------------|-------------------------|----------------|--------------|--------------|--------------|----------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | S04-01 1a | S04-01 1b | C04-37 1a | C04-32 1a | C04-32 i 1a | C04-32 5a | C04-33 4b | C04-33 4c | C04-38 1 3a | C04-38 2a | C04-39 |
| % pds | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 42.81 | 42.80 | 39.22 | 40.87 | 39.50 | 44.96 | 42.43 | 43.18 | 40.72 | 37.11 | 38.14 |
| TiO ₂ | n.d. | n.d. | 0.02 | n.d. | 0.01 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.01 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.25 | 0.70 | 5.24 | 0.76 | 4.24 | 2.37 | 3.47 | 3.33 | 0.54 | 7.14 | 3.61 |
| FeO | 9.12 | 9.29 | 12.13 | 9.01 | 9.95 | 9.98 | 11.31 | 10.23 | 8.71 | 8.27 | 11.00 |
| MgO | 35.87 | 35.67 | 30.20 | 37.22 | 33.45 | 31.84 | 31.20 | 31.96 | 37.94 | 35.13 | 34.82 |
| MnO | 0.10 | 0.16 | 0.21 | 0.10 | 0.12 | 0.13 | 0.20 | 0.18 | 0.16 | <u>0.07</u> | 0.10 |
| CaO | 0.02 | 0.13 | 0.17 | 0.03 | 0.20 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| Na ₂ O | n.d. | n.d. | 0.05 | n.d. | 0.03 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.01 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.10 | <u>0.06</u> | 0.17 | 0.11 | <u>0.07</u> | 0.15 | 0.40 | 0.30 | <u>0.04</u> | 0.16 | <u>0.08</u> |
| NiO | 0.09 | 0.08 | <u>0.04</u> | 0.16 | <u>0.04</u> | 0.09 | 0.07 | <u>0.04</u> | 0.06 | <u>0.04</u> | 0.05 |
| H ₂ O | 12.63 | 12.69 | 12.30 | 12.55 | 12.44 | 12.89 | 12.66 | 12.78 | 12.55 | 12.55 | 12.34 |
| Total | 101.01 | 101.58 | 99.64 | 100.79 | 100.05 | 102.53 | 101.87 | 102.12 | 100.73 | 100.52 | 100.17 |
| Si | 2.032 | 2.022 | 1.913 | 1.953 | 1.905 | 2.092 | 2.010 | 2.027 | 1.946 | 1.774 | 1.854 |
| Ti | nd | nd | 0.001 | nd | 0.000 | nd | nd | nd | nd | 0.000 | 0.001 |
| Al | 0.014 | 0.039 | 0.301 | 0.043 | 0.241 | 0.130 | 0.194 | 0.184 | 0.031 | 0.402 | 0.207 |
| Fe ²⁺ | 0.362 | 0.367 | 0.495 | 0.360 | 0.401 | 0.389 | 0.448 | 0.402 | 0.348 | 0.331 | 0.447 |
| Mg | 2.539 | 2.512 | 2.196 | 2.652 | 2.405 | 2.209 | 2.203 | 2.237 | 2.703 | 2.503 | 2.523 |
| Mn | 0.004 | 0.006 | 0.009 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.008 | 0.007 | 0.006 | <u>0.003</u> | 0.004 |
| Ca | 0.001 | 0.007 | 0.009 | 0.002 | 0.011 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.001 | 0.002 | 0.001 |
| Na | n.d. | n.d. | 0.005 | n.d. | 0.003 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.001 | 0.001 |
| Cr | 0.004 | <u>0.002</u> | 0.007 | 0.004 | <u>0.003</u> | 0.006 | 0.015 | 0.011 | <u>0.002</u> | 0.006 | <u>0.003</u> |
| Ni | 0.004 | 0.003 | <u>0.002</u> | 0.006 | <u>0.002</u> | 0.003 | 0.003 | <u>0.002</u> | 0.002 | <u>0.002</u> | 0.002 |
| O | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 | 7.000 |
| Si+Al ^{IV} | 2.032 | 2.022 | 2.000 | 1.996 | 2.000 | 2.092 | 2.010 | 2.027 | 1.976 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{VI} +Fe ²⁺ +Cr+Mn+ Mg+Ca+ Na+Ni | 2.927 | 2.934 | 2.933 | 3.028 | 2.971 | 2.748 | 2.877 | 2.847 | 3.060 | 3.019 | 3.038 |

Le nombre d'ions est basé sur 7 O en ignorant H₂O.

C.1 Composition des silicates (suite)

f) la muscovite

| Unité rocheuse | BO |
|--|--------------|
| No. d'analyse | S04-11 2b |
| % pds | |
| SiO ₂ | 49.21 |
| TiO ₂ | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 31.35 |
| FeO | 2.88 |
| MgO | 1.91 |
| MnO | 0.09 |
| CaO | 0.04 |
| Na ₂ O | 0.15 |
| K ₂ O | 10.41 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 |
| BaO | 0.11 |
| H ₂ O | 4.49 |
| F | 0.08 |
| Total | 100.76 |
| Si | 6.518 |
| Ti | 0.001 |
| Al | 4.894 |
| Fe ²⁺ | 0.319 |
| Mg | 0.377 |
| Mn | 0.010 |
| Ca | 0.006 |
| Na | 0.038 |
| K | 1.760 |
| Cr | 0.002 |
| Ba | 0.006 |
| F | -0.032 |
| O | 22.000 |
| Si+Al ^{IV} | 8.000 |
| Al ^{VI} +Ti+ Fe ²⁺ +Mn +Mg | 4.119 |
| Ca+Na+ K+Ba | 1.810 |

g) la titanite

| Unité rocheuse | MoC1a |
|--------------------------------|----------------|
| No. d'analyse | C04-04 ii 1 |
| % pds | |
| SiO ₂ | 30.673 |
| TiO ₂ | 38.897 |
| Al ₂ O ₃ | 0.341 |
| Fe ₂ O ₃ | 0 |
| FeO | 1.175 |
| MgO | 0.168 |
| MnO | 0.017 |
| CaO | 28.675 |
| Na ₂ O | 0.037 |
| K ₂ O | 0.009 |
| V ₂ O ₃ | 0.065 |
| Total | 100.057 |
| Si | 3.619 |
| Ti | 3.452 |
| Al | 0.047 |
| Fe ³⁺ | 0 |
| Fe ²⁺ | 0.116 |
| Mg | 0.03 |
| Mn | 0.002 |
| Ca | 3.625 |
| Na | 0.008 |
| K | 0.001 |
| V | 0.006 |
| O | 18 |

h) les apatites

| Unité rocheuse | SMR | Silt. |
|--------------------------------|--------------|-------------|
| No. d'analyse | C04-40 3b | C04-41 5 |
| % pds | | |
| SiO ₂ | 1.29 | 0.34 |
| FeO | 0.57 | 0.02 |
| MgO | 0.13 | 0.00 |
| MnO | 0.03 | 0.03 |
| CaO | 53.32 | 54.80 |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.09 |
| P ₂ O ₅ | 37.05 | 38.18 |
| La ₂ O ₃ | 0.42 | 0.06 |
| Ce ₂ O ₃ | 0.54 | 0.03 |
| H ₂ O | 0.00 | 0.00 |
| F | 4.68 | 4.25 |
| Total | 98.05 | 97.80 |
| Si | 0.228 | 0.061 |
| Fe ²⁺ | 0.085 | 0.003 |
| Mg | 0.034 | 0.000 |
| Mn | 0.004 | 0.005 |
| Ca | 10.122 | 10.376 |
| Na | 0.010 | 0.030 |
| P | 5.557 | 5.713 |
| La | 0.027 | 0.004 |
| Ce | 0.035 | 0.002 |
| F | -1.970 | -1.791 |
| O | 25.000 | 25.000 |

Le nombre d'ions est basé sur 22 O pour la muscovite, 18 O pour la titanite et 25 O pour les apatites en ignorant H₂O.

C.2 Composition des carbonates (calcite)

La calcite

| Unité rocheuse | SMR | SAC riche S | oC | SMS |
|----------------------|-------------|----------------|-------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-40 3 | C04-42 1 | S04-03 5 | C04-21 4a |
| % pds | | | | |
| Mg(CO ₃) | 0.00 | 0.23 | 0.51 | 0.07 |
| Fe(CO ₃) | 0.07 | 0.02 | 0.24 | 0.30 |
| Mn(CO ₃) | 0.12 | 0.67 | 0.40 | 1.52 |
| Ca(CO ₃) | 99.94 | 98.06 | 103.72 | 98.76 |
| Total | 100.12 | 98.98 | 104.87 | 100.65 |
| Fe(CO ₃) | 0.001 | 0.000 | 0.004 | 0.005 |
| Mg(CO ₃) | 0.000 | 0.006 | 0.012 | 0.002 |
| Mn(CO ₃) | 0.002 | 0.012 | 0.007 | 0.026 |
| Ca(CO ₃) | 1.997 | 1.982 | 1.978 | 1.967 |
| O | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |

Le nombre d'ions est basé sur 6 O. Les valeurs soulignées indiquent qu'elles se situent en dessous de la limite de détection. Le tableau 3.4 présente en détail les limites de détection calculées pour tous les éléments analysés à la microsonde.

Unités rocheuses : oC = cumulat à OL, SAC = schiste à ACT-CHL, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires.

C.3 Composition des oxydes (chromite)

Les chromites

| Unité rocheuse | oC\la | | MoC\la riche en sulfures | | SAC riche S | MBK | SMR | | |
|------------------------------------|---------------|--------------|--------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | S-04-01 4b | C04-37 4 | C04-32 2 | C04-39 4 | C04-31 2 | C04-29 3 | C04-24 1d | C04-24 3a | C04-25 3d |
| % pds | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.08 | 0.03 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.13 | 0.17 | 0.05 | 0.03 |
| TiO ₂ | 0.53 | 2.19 | 0.46 | 4.21 | 0.42 | 0.36 | 0.91 | 2.80 | 2.56 |
| Al ₂ O ₃ | 14.08 | 15.37 | 13.43 | 13.27 | 13.15 | 12.84 | 0.64 | 2.13 | 1.09 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.64 | 11.76 | 9.69 | 14.66 | 7.51 | 6.71 | 42.38 | 17.88 | 19.36 |
| FeO | 17.95 | 20.93 | 21.27 | 20.23 | 21.24 | 16.66 | 26.37 | 22.83 | 23.56 |
| MgO | 10.45 | 8.41 | 7.91 | 8.44 | 8.17 | 11.11 | 0.03 | 5.29 | 2.55 |
| MnO | <u>0.00</u> | 0.20 | <u>0.06</u> | 0.28 | 0.14 | 0.12 | 2.42 | 0.26 | 3.16 |
| CaO | 0.03 | <u>0.00</u> | 0.02 | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | 0.04 | 0.07 | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> |
| Na ₂ O | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.03 | 0.04 | <u>0.02</u> | 0.08 | 0.03 | 0.07 |
| Cr ₂ O ₃ | 49.67 | 40.43 | 45.54 | 38.02 | 49.29 | 51.63 | 21.78 | 46.34 | 44.95 |
| ZnO | <u>0.02</u> | 0.12 | 0.15 | 0.24 | 0.14 | <u>0.02</u> | 1.33 | 0.19 | 0.46 |
| Total | 99.45 | 99.44 | 98.59 | 99.41 | 100.16 | 99.64 | 96.18 | 97.79 | 97.79 |
| Si | 0.020 | 0.008 | 0.018 | 0.013 | 0.017 | 0.033 | 0.053 | 0.015 | 0.009 |
| Ti | 0.104 | 0.432 | 0.092 | 0.833 | 0.083 | 0.070 | 0.215 | 0.609 | 0.572 |
| Al | 4.322 | 4.748 | 4.246 | 4.119 | 4.093 | 3.937 | 0.238 | 0.728 | 0.382 |
| Fe ³⁺ | 1.300 | 2.320 | 1.956 | 2.907 | 1.492 | 1.314 | 10.026 | 3.893 | 4.333 |
| Fe ²⁺ | 3.909 | 4.590 | 4.773 | 4.458 | 4.692 | 3.626 | 6.932 | 5.524 | 5.859 |
| Mg | 4.058 | 3.288 | 3.165 | 3.315 | 3.219 | 4.311 | 0.015 | 2.282 | 1.131 |
| Mn | <u>0.000</u> | 0.043 | <u>0.013</u> | 0.062 | 0.032 | 0.026 | 0.644 | 0.063 | 0.796 |
| Ca | 0.007 | <u>0.000</u> | 0.005 | <u>0.000</u> | <u>0.002</u> | 0.010 | 0.023 | <u>0.000</u> | <u>0.003</u> |
| Na | <u>0.007</u> | <u>0.000</u> | <u>0.001</u> | 0.016 | 0.019 | <u>0.012</u> | 0.050 | 0.014 | 0.041 |
| Cr | 10.225 | 8.382 | 9.660 | 7.920 | 10.293 | 10.624 | 5.413 | 10.602 | 10.569 |
| Zn | <u>0.004</u> | 0.023 | 0.030 | 0.046 | 0.026 | <u>0.005</u> | 0.308 | 0.040 | 0.102 |
| O | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 | 32.000 |
| Si+Al+Cr+ Fe ³⁺ +Ti | 15.971 | 15.890 | 15.972 | 15.792 | 15.978 | 15.978 | 15.945 | 15.847 | 15.865 |
| Mg+Fe ²⁺ + Zn+Mn+ Ca | 7.974 | 7.944 | 7.973 | 7.881 | 7.969 | 7.973 | 7.922 | 7.909 | 7.888 |
| mg* | 0.51 | 0.42 | 0.40 | 0.43 | 0.41 | 0.54 | 0.00 | 0.29 | 0.16 |
| cr* | 0.70 | 0.64 | 0.69 | 0.66 | 0.72 | 0.73 | 0.96 | 0.94 | 0.97 |
| fe ²⁺ * | 0.49 | 0.58 | 0.60 | 0.57 | 0.59 | 0.46 | 1.00 | 0.71 | 0.84 |
| fe ³⁺ * | 0.08 | 0.15 | 0.12 | 0.19 | 0.09 | 0.08 | 0.64 | 0.26 | 0.28 |

Le nombre d'ions est basé sur 32 O. Les valeurs soulignées indiquent qu'elles se situent en dessous de la limite de détection. Le tableau 3.4 présente en détail les limites de détection calculées pour tous les éléments analysés à la microsonde.

Unités rocheuses : MBK = metabasalte komatiitique, MoC\la = métacumulat à OL et CPX poecilitique, oC\la = cumulat à OL et CPX poecilitique, SAC = schiste à ACT-CHL, SMR = sulfures magmatiques remobilisés.

mg* = Mg/(Mg+Fe²⁺)

cr* = Cr/(Cr+Al)

fe²⁺* = Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺)

fe³⁺* = Fe³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺)

C.4 Composition des sulfures

a) la pentlandite

| Unité rocheuse | oC\la | MoC\la | MoC\la riche en sulfures | | SAC riche S | MBF | MBK | SMR | | | CCA |
|----------------|--------------|-----------------|--------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-36 3b | C04-04 li 2a | C04-32 3b | C04-38 2b | C04-31 3b | C04-45 4b | C04-35 4a | C04-23 3b | C04-24 1b | C04-25 3b | C04-22 1b |
| % pds | | | | | | | | | | | |
| S | 32.95 | 33.32 | 33.35 | 33.75 | 33.24 | 33.14 | 33.12 | 33.18 | 33.29 | 33.48 | 33.26 |
| Co | 1.66 | 1.18 | <u>0.10</u> | <u>0.92</u> | 1.35 | 1.88 | 2.19 | 1.79 | 2.19 | 1.64 | 1.26 |
| Ni | 35.71 | 35.88 | 36.09 | 35.58 | 35.76 | 34.86 | 36.95 | 34.97 | 35.51 | 35.20 | 35.50 |
| Zn | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.05</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 28.62 | 29.17 | 28.97 | 27.81 | 29.21 | 29.66 | 25.82 | 29.86 | 29.58 | 29.34 | 29.70 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 98.94 | 99.54 | 98.50 | 98.06 | 99.56 | 99.53 | 98.08 | 99.81 | 100.57 | 99.71 | 99.72 |
| % atom. | | | | | | | | | | | |
| S | 47.22 | 47.40 | 47.82 | 48.46 | 47.30 | 47.19 | 47.78 | 47.13 | 46.99 | 47.52 | 47.26 |
| Co | 1.30 | 0.91 | <u>0.08</u> | <u>0.72</u> | 1.05 | 1.46 | 1.72 | 1.38 | 1.68 | 1.27 | 0.97 |
| Ni | 27.95 | 27.87 | 28.26 | 27.90 | 27.79 | 27.11 | 29.12 | 27.13 | 27.37 | 27.28 | 27.55 |
| Zn | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 23.54 | 23.82 | 23.85 | 22.93 | 23.86 | 24.25 | 21.39 | 24.35 | 23.97 | 23.90 | 24.23 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |

b) la pyrite

| Unité rocheuse | BK | SMS | | |
|----------------|--------------|-------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-47 1a | C04-21 1 | C04-26 1b | C04-26 1c |
| % pds | | | | |
| S | 53.19 | 52.96 | 53.25 | 50.85 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.37</u> | <u>0.00</u> | <u>0.05</u> |
| Ni | 0.15 | <u>0.11</u> | <u>0.03</u> | <u>0.03</u> |
| Zn | n.d. | 0.22 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 46.22 | 46.12 | 46.97 | 46.27 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.06</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 99.56 | 99.84 | 100.25 | 97.20 |
| % atom. | | | | |
| S | 66.65 | 66.33 | 66.37 | 65.65 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.25</u> | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> |
| Ni | 0.10 | <u>0.07</u> | <u>0.02</u> | <u>0.02</u> |
| Zn | n.d. | 0.13 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 33.25 | 33.17 | 33.61 | 34.30 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |

n.d. = non déterminé (le zinc n'a pas été analysé pour tous les grains)

Les valeurs soulignées indiquent qu'elles se situent en dessous de la limite de détection. Le tableau 3.4 présente en détail les limites de détection calculées pour tous les éléments analysés à la microsonde.

Unités rocheuses : BK = basalte komatiitique, BO = basalte ophitique, CCA = cornéenne tachetée à CHL-ACT, MBF = metabordure figée, MBK = metabasalte komatiitique, MoC\la = métacumulat à OL et CPX poecilitique, oC\la = cumulat à OL et CPX poecilitique, SAC = schiste à ACT-CHL, SMR = sulfures magmatiques remobilisés, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires.

C.4 Composition des sulfures (suite)

c) la chalcoppyrite

| Unité rocheuse | oC1a | | MoC1a riche en sulfures | | SAC riche S | MBF | BK | MBK | BO |
|----------------|--------------|--------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-36 3c | C04-37 2d | C04-32 3c | C04-38 2c | C04-31 3c | C04-45 4c | C04-47 1b | C04-35 4b | S04-13 2b |
| % pds | | | | | | | | | |
| S | 34.53 | 34.45 | 34.92 | 34.48 | 35.04 | 34.45 | 34.56 | 34.76 | 34.70 |
| Co | <u>0.23</u> | <u>0.00</u> | <u>0.63</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.54</u> |
| Ni | 0.42 | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> |
| Zn | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | n.d. | 0.05 |
| Fe | 29.70 | 29.91 | 29.94 | 30.05 | 30.46 | 30.21 | 30.06 | 30.03 | 30.19 |
| Cu | 33.18 | 33.72 | 33.51 | 33.04 | 33.76 | 34.12 | 33.47 | 33.59 | 34.15 |
| Total | 98.07 | 98.13 | 98.99 | 97.57 | 99.28 | 98.79 | 98.10 | 98.38 | 99.65 |
| % atom. | | | | | | | | | |
| S | 50.28 | 50.18 | 50.35 | 50.41 | 50.37 | 49.92 | 50.30 | 50.42 | 49.86 |
| Co | <u>0.18</u> | <u>0.00</u> | <u>0.49</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.42</u> |
| Ni | 0.34 | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> |
| Zn | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | n.d. | 0.04 |
| Fe | 24.83 | 25.01 | 24.78 | 25.22 | 25.13 | 25.13 | 25.11 | 25.00 | 24.91 |
| Cu | 24.38 | 24.78 | 24.38 | 24.37 | 24.48 | 24.95 | 24.57 | 24.58 | 24.76 |

c) la chalcoppyrite (suite)

| Unité rocheuse | SMR | | | | | SMS | | CCA |
|----------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|-------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-23 3c | C04-24 1c | C04-25 3c | C04-40 2 | C04-40 3a | C04-21 2b | C04-26 2 | C04-22 1c |
| % pds | | | | | | | | |
| S | 34.91 | 35.10 | 34.86 | 34.51 | 34.65 | 34.98 | 34.82 | 34.87 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.18</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.43</u> | <u>0.83</u> |
| Ni | <u>0.00</u> | 0.13 | <u>0.01</u> | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.25 |
| Zn | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | 0.08 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 30.39 | 30.76 | 30.35 | 30.00 | 30.04 | 30.32 | 30.59 | 29.99 |
| Cu | 34.34 | 33.80 | 33.97 | 33.74 | 33.88 | 34.00 | 33.98 | 33.90 |
| Total | 99.64 | 99.78 | 99.18 | 98.47 | 98.58 | 99.38 | 99.82 | 99.83 |
| % atom. | | | | | | | | |
| S | 50.10 | 50.23 | 50.21 | 50.10 | 50.23 | 50.27 | 49.92 | 49.98 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.14</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.33</u> | <u>0.64</u> |
| Ni | <u>0.00</u> | 0.10 | <u>0.01</u> | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | 0.19 |
| Zn | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | 0.06 | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Fe | 25.04 | 25.27 | 25.09 | 25.01 | 25.00 | 25.02 | 25.17 | 24.68 |
| Cu | 24.86 | 24.40 | 24.69 | 24.72 | 24.78 | 24.65 | 24.58 | 24.51 |

C.4 Composition des sulfures (suite)

d) la pyrrhotite

| Unité rocheuse | oC1a | | MoC1a riche en sulfures | | MBF | SAC riche S | MBK | BO | | |
|----------------|--------------|--------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|
| No. d'analyse | C04-36 3a | C04-37 2a | C04-32 3a | C04-38 2a | C04-45 4a | C04-31 3a | C04-29 4 | S04-13 2a | C04-30 4 | C04-46 2 |
| % pds | | | | | | | | | | |
| S | 39.61 | 39.53 | 39.67 | 39.65 | 39.46 | 39.85 | 40.03 | 40.05 | 39.74 | 39.52 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.60</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.30</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.18</u> | <u>0.62</u> | <u>0.00</u> |
| Ni | 0.40 | 0.46 | 0.67 | 0.64 | 0.20 | 0.39 | 1.13 | 0.01 | 0.16 | 0.67 |
| Zn | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.11 | 0.08 | <u>0.00</u> | 0.11 | n.d. |
| Fe | 58.91 | 58.79 | 58.67 | 58.89 | 59.32 | 59.13 | 58.32 | 59.39 | 59.10 | 58.79 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.04</u> | <u>0.04</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 98.92 | 99.38 | 99.01 | 99.18 | 99.30 | 99.47 | 99.57 | 99.67 | 99.77 | 98.98 |
| % atom. | | | | | | | | | | |
| S | 53.79 | 53.52 | 53.81 | 53.73 | 53.47 | 53.81 | 53.97 | 53.93 | 53.58 | 53.67 |
| Co | <u>0.00</u> | <u>0.44</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.22</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.14</u> | <u>0.45</u> | <u>0.00</u> |
| Ni | 0.30 | 0.34 | 0.50 | 0.47 | 0.15 | 0.29 | 0.83 | 0.01 | 0.12 | 0.50 |
| Zn | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.07 | 0.06 | <u>0.00</u> | 0.07 | n.d. |
| Fe | 45.92 | 45.70 | 45.69 | 45.80 | 46.15 | 45.83 | 45.14 | 45.91 | 45.75 | 45.83 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.03</u> | <u>0.00</u> |

d) la pyrrhotite (suite)

| Unité rocheuse | SMR | | | | | SMS | | | | CCA |
|----------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-23 3a | C04-24 1a | C04-25 3a | C04-40 1 | C04-40 3b | C04-21 2 | C04-21 2a | C04-21 4b | C04-26 1a | C04-22 1a |
| % pds | | | | | | | | | | |
| S | 38.87 | 39.69 | 39.75 | 39.30 | 39.08 | 39.69 | 39.19 | 39.85 | 39.28 | 39.67 |
| Co | <u>0.15</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.20</u> | <u>0.00</u> | <u>0.17</u> | <u>0.12</u> | <u>0.02</u> | <u>0.62</u> | <u>0.00</u> |
| Ni | 0.68 | 0.24 | 0.36 | 0.32 | 0.25 | <u>0.00</u> | <u>0.07</u> | <u>0.06</u> | 0.68 | 0.33 |
| Zn | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.02</u> | <u>0.08</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.04</u> |
| Fe | 59.50 | 59.53 | 59.02 | 58.91 | 58.66 | 59.97 | 59.86 | 59.40 | 59.62 | 59.31 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.07</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 99.23 | 99.45 | 99.13 | 98.73 | 97.99 | 99.85 | 99.32 | 99.40 | 100.22 | 99.35 |
| % atom. | | | | | | | | | | |
| S | 52.89 | 53.64 | 53.84 | 53.54 | 53.61 | 53.48 | 53.18 | 53.83 | 52.93 | 53.66 |
| Co | <u>0.11</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.15</u> | <u>0.00</u> | <u>0.12</u> | <u>0.09</u> | <u>0.01</u> | <u>0.45</u> | <u>0.00</u> |
| Ni | 0.51 | 0.17 | 0.27 | 0.24 | 0.19 | <u>0.00</u> | <u>0.06</u> | <u>0.04</u> | 0.50 | 0.25 |
| Zn | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | n.d. | n.d. | <u>0.01</u> | <u>0.05</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.03</u> |
| Fe | 46.48 | 46.18 | 45.89 | 46.08 | 46.20 | 46.39 | 46.63 | 46.06 | 46.11 | 46.06 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.05</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> |

C.4 Composition des sulfures (suite)

e) la gersdorffite

| Unité rocheuse | MBK | | SMR | | |
|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-35 4c | C04-35 4d | C04-25 1a | C04-25 1b | C04-25 1c |
| % pds | | | | | |
| S | 19.58 | 19.50 | 20.53 | 22.11 | 19.62 |
| As | 44.16 | 43.96 | 43.43 | 41.10 | 43.74 |
| Fe | 2.32 | 1.82 | 6.92 | 9.16 | 4.46 |
| Co | 21.55 | 24.58 | 23.45 | 21.68 | 23.97 |
| Ni | 9.52 | 8.85 | 4.96 | 4.84 | 3.92 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> |
| Zn | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> |
| Total | 97.12 | 98.71 | 99.28 | 98.92 | 95.72 |
| % atom. | | | | | |
| S | 34.51 | 33.87 | 35.06 | 37.21 | 34.99 |
| As | 33.31 | 32.68 | 31.74 | 29.61 | 33.38 |
| Fe | 2.34 | 1.81 | 6.78 | 8.85 | 4.56 |
| Co | 20.67 | 23.23 | 21.79 | 19.86 | 23.25 |
| Ni | 9.16 | 8.40 | 4.62 | 4.45 | 3.82 |
| Cu | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> |
| Zn | <u>0.00</u> | <u>0.01</u> | <u>0.00</u> | <u>0.02</u> | <u>0.00</u> |

f) la sphalérite

| Unité rocheuse | SMS |
|----------------|--------------|
| No. d'analyse | C04-26 2b |
| % pds | |
| S | 33.31 |
| Co | <u>0.30</u> |
| Ni | <u>0.00</u> |
| Zn | 59.64 |
| Fe | 5.92 |
| Cu | 0.79 |
| Total | 99.97 |
| % atom. | |
| S | 50.08 |
| Co | <u>0.242</u> |
| Ni | <u>0</u> |
| Zn | 43.966 |
| Fe | 5.11 |
| Cu | 0.602 |

APPENDICE D

TABLEAUX DES RÉSULTATS D'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS

D.1 Composition des basaltes komatiitiques

| # Échantillon | S-04-04 | S-04-05 | S-04-10 | C-04-47 | C-04-50 | Moyenne |
|--------------------------------|---------|---------|---------|----------|----------|---------|
| Localisation | Surface | Surface | Surface | WR-04-23 | WR-04-23 | n = 5 |
| Remarque | - | - | - | - | - | - |
| SiO ₂ (% pds) | 43.73 | 46.17 | 45.28 | 42.58 | 48.07 | 45.17 |
| TiO ₂ | 0.49 | 0.59 | 0.66 | 0.57 | 0.69 | 0.60 |
| Al ₂ O ₃ | 8.39 | 9.23 | 11.26 | 9.17 | 11.49 | 9.91 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.62 | 11.37 | 11.13 | 11.21 | 11.41 | 11.35 |
| FeO* | 10.48 | 10.25 | 10.04 | 6.62 | 7.17 | 8.91 |
| Fe(s)* | - | - | - | 2.71 | 2.41 | 2.56 |
| MnO | 0.17 | 0.16 | 0.18 | 0.21 | 0.18 | 0.18 |
| MgO | 21.22 | 16.81 | 11.13 | 15.15 | 11.97 | 15.26 |
| CaO | 7.63 | 9.67 | 15.85 | 12.56 | 8.63 | 10.87 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.98 | 1.07 | 1.55 | 2.92 | 1.32 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.21 | 0.07 | 0.48 | 0.31 | 0.22 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.39 | 0.27 | 0.16 | 0.25 | 0.14 | 0.24 |
| C | 0.02 | - | 0.06 | - | - | 0.04 |
| S | 0.02 | - | 0.01 | 1.8 | 1.6 | 0.86 |
| LOI | 6.1 | 4.10 | 3.1 | 6 | 3.5 | 4.56 |
| Total | 98.79 | 98.49 | 98.92 | 99.69 | 99.16 | 100.74 |
| As (ppm) | 0.1 | <0.1 | 0.1 | 113.5 | 42.3 | 31.21 |
| B | 1 | 3 | 4 | 2 | 2 | 2.40 |
| Ba | 7 | 43 | 27 | 322 | 197 | 119.20 |
| Be | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.08 |
| Bi | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.02 | <0.02 |
| Cd | 0.13 | 0.04 | 0.07 | 1.65 | 0.52 | 0.48 |
| Ce | 5 | 5.5 | 9.2 | 6.7 | 7.6 | 6.80 |
| Co | 66.7 | 42.3 | 36.3 | 63 | 54.7 | 52.60 |
| Cr | 2525.3 | 1189.9 | 599.8 | 1439.3 | 633 | 1277.46 |
| Cs | 0.3 | 0.3 | <0.1 | 0.4 | 0.5 | 0.31 |
| Cu | 92.6 | 58.63 | 63.19 | 87.21 | 113.86 | 83.10 |
| Dy | 1.86 | 2.19 | 2.45 | 2.22 | 2.57 | 2.26 |
| Er | 1.12 | 1.34 | 1.68 | 1.26 | 1.53 | 1.39 |
| Eu | 0.43 | 0.55 | 0.71 | 0.52 | 0.63 | 0.57 |
| Ga | 9.3 | 10.8 | 11.9 | 10 | 13.6 | 11.12 |
| Gd | 1.53 | 1.74 | 2.19 | 1.9 | 2.17 | 1.91 |
| Ge | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.12 |
| Hf | 0.7 | 1.10 | 1.3 | 0.9 | 1.3 | 1.06 |
| Ho | 0.4 | 0.48 | 0.57 | 0.49 | 0.55 | 0.50 |
| In | 0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.02 | <0.02 | <0.02 |
| La | 2.1 | 2.1 | 3.7 | 2.9 | 3.2 | 2.80 |
| Li | 4.9 | 9.5 | 11.9 | 16.7 | 11.6 | 10.92 |
| Lu | 0.16 | 0.17 | 0.22 | 0.2 | 0.2 | 0.19 |
| Mn | 725 | 469 | 461 | 870 | 555 | 616.00 |

D.1 Composition des basaltes komatiitiques (suite)

| # Échantillon | S-04-04 | S-04-05 | S-04-10 | C-04-47 | C-04-50 | Moyenne |
|---------------|---------|---------|---------|----------|----------|---------|
| Localisation | Surface | Surface | Surface | WR-04-23 | WR-04-23 | n = 5 |
| Remarque | - | - | - | - | - | - |
| Mo (ppm) | 0.07 | 0.08 | 0.15 | 1.52 | 0.16 | 0.40 |
| Nb | 1.6 | 1.40 | 2.6 | 2.1 | 2.6 | 2.06 |
| Nd | 3.1 | 4.1 | 5.8 | 5.1 | 5.7 | 4.76 |
| Ni | 1044 | 751 | 387 | 712 | 394 | 657.60 |
| Pb | 0.24 | 0.24 | 0.39 | 1.91 | 3.84 | 1.32 |
| Pr | 0.71 | 0.70 | 1.32 | 0.92 | 1.12 | 0.95 |
| Rb | 1 | 5.9 | 0.9 | 8.7 | 5.5 | 4.40 |
| Sb | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.14 | 0.06 | 0.05 |
| Sc | 28 | 2 | 34 | 4.1 | 4.5 | 14.52 |
| Se | 0.3 | 0.1 | <0.1 | 1.4 | 0.6 | 0.49 |
| Sm | 1.2 | 1.3 | 1.7 | 1.6 | 1.6 | 1.48 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 21.4 | 41.6 | 128.3 | 201.7 | 99.8 | 98.56 |
| Ta | <0.1 | <0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.12 |
| Tb | 0.3 | 0.35 | 0.39 | 0.34 | 0.44 | 0.36 |
| Te | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.02 |
| Th | <0.1 | 0.40 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.33 |
| Ti | 0.03 | <0.02 | <0.02 | 0.06 | 0.02 | 0.03 |
| Tm | 0.18 | 0.20 | 0.23 | 0.2 | 0.24 | 0.21 |
| U | <0.1 | <0.1 | 0.3 | 0.5 | 0.1 | 0.20 |
| V | 190 | 190 | 226 | 208 | 228 | 208.40 |
| W | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.5 | 0.2 | 0.17 |
| Y | 10.8 | 12.8 | 15.5 | 13.2 | 15.4 | 13.54 |
| Yb | 1.03 | 1.39 | 1.35 | 1.34 | 1.52 | 1.33 |
| Zn | 45.4 | 39.0 | 41 | 299.1 | 73.7 | 99.64 |
| Zr | 25.9 | 28.7 | 42.7 | 31.4 | 37.5 | 33.24 |
| Ag (ppb) | 25 | 14 | 26 | 96 | 128 | 57.80 |
| Au | 3.4 | 0.7 | 0.6 | <0.2 | 1.8 | 1.32 |
| Hg | <5 | <5 | <5 | 252 | 53 | 61.15 |
| Pd | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Pt | 2 | 3 | 4 | 4 | 4 | 3.40 |
| Re | <1 | <1 | 1 | 4 | 1 | 1.40 |

D.2 Composition des metabasaltes komatiitiques

| # Échantillon | S-04-02 | C-04-28 | C-04-29 | C-04-35 | C-05-56 | C-05-58 | Moyenne |
|--------------------------------|---------|----------|----------|----------|-----------|-----------|---------|
| Localisation | Surface | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-04-48 | WR-05-100 | WR-05-100 | n = 6 |
| Remarque | - | - | - | - | - | - | - |
| SiO ₂ (% pds) | 43.34 | 42.58 | 44.25 | 43.11 | 43.32 | 43.04 | 43.27 |
| TiO ₂ | 0.52 | 0.52 | 0.42 | 0.46 | 0.69 | 0.55 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 8.38 | 8.82 | 7.34 | 8.4 | 8.26 | 9.1 | 8.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.38 | 12.68 | 11.49 | 12.75 | 13.49 | 11.83 | 12.27 |
| FeO* | 10.26 | 10.76 | 9.29 | 11.50 | 12.16 | 10.67 | 10.77 |
| Fe(s)* | - | 0.52 | 0.83 | - | - | - | 0.68 |
| MnO | 0.17 | 0.22 | 0.2 | 0.19 | 0.18 | 0.17 | 0.19 |
| MgO | 20.34 | 21.14 | 21.4 | 19.78 | 19.67 | 19.83 | 20.36 |
| CaO | 8.39 | 7.41 | 8.12 | 9.42 | 8.62 | 9.55 | 8.59 |
| Na ₂ O | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.1 | 0.08 | 0.16 | 0.10 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.05 | 0.05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.32 | 0.39 | 0.38 | 0.42 | 0.29 | 0.36 | 0.36 |
| C | - | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.04 |
| S | - | 0.38 | 0.58 | 0.12 | 0.05 | 0.02 | 0.23 |
| LOI | 6.50 | 5.9 | 6.1 | 5 | 5.3 | 5.3 | 5.68 |
| Total | 98.38 | 98.84 | 99.20 | 98.60 | 98.78 | 98.86 | 99.27 |
| As (ppm) | 0.20 | 116.1 | 9 | 4.8 | 0.5 | 0.1 | 21.78 |
| B | 2 | 2 | 8 | 2 | 4 | 3 | 3.50 |
| Ba | 14 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 6.50 |
| Be | 0.10 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.09 |
| Bi | <0.02 | 0.11 | <0.02 | 0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.03 |
| Cd | 0.06 | 1.54 | 0.36 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.36 |
| Ce | 5.1 | 13.2 | 5.1 | 4.7 | 16.1 | 10.7 | 9.15 |
| Co | 52.5 | 86.8 | 70 | 86.2 | 74.5 | 57.1 | 71.18 |
| Cr | 1897.3 | 1832.8 | 2105.6 | 2068.6 | 1794.7 | 2100.2 | 1966.53 |
| Cs | 0.3 | 0.4 | 1.3 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.55 |
| Cu | 72.78 | 83.33 | 47.9 | 396.29 | 80.16 | 63.78 | 124.04 |
| Dy | 1.84 | 2.05 | 1.53 | 1.43 | 2.6 | 2.4 | 1.98 |
| Er | 1.09 | 1.31 | 1.09 | 0.96 | 1.64 | 1.56 | 1.28 |
| Eu | 0.45 | 0.7 | 0.43 | 0.42 | 0.72 | 0.41 | 0.52 |
| Ga | 9.5 | 9 | 7.8 | 10.6 | 11.5 | 10.5 | 9.82 |
| Gd | 1.47 | 1.87 | 1.36 | 1.35 | 2.49 | 2.27 | 1.80 |
| Ge | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.10 |
| Hf | 0.70 | 1.1 | 0.8 | 0.7 | 1.1 | 0.7 | 0.85 |
| Ho | 0.41 | 0.47 | 0.38 | 0.32 | 0.5 | 0.48 | 0.43 |
| In | <0.02 | 0.03 | 0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.02 |
| La | 2.0 | 6.3 | 2.1 | 2 | 7.7 | 4 | 4.02 |
| Li | 12.2 | 13.8 | 10.2 | 18.7 | 19.6 | 36.6 | 18.52 |
| Lu | 0.16 | 0.17 | 0.14 | 0.14 | 0.23 | 0.19 | 0.17 |
| Mn | 695 | 1024 | 768 | 703 | 763 | 791 | 790.67 |

D.2 Composition des metabasaltes komatiitiques (suite)

| # Échantillon | S-04-02 | C-04-28 | C-04-29 | C-04-35 | C-05-56 | C-05-58 | Moyenne |
|---------------|---------|----------|----------|----------|-----------|-----------|---------|
| Localisation | Surface | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-04-48 | WR-05-100 | WR-05-100 | n = 6 |
| Remarque | - | - | - | - | - | - | - |
| Mo (ppm) | 0.07 | 0.29 | 0.17 | 0.15 | 0.21 | 0.1 | 0.17 |
| Nb | 1.30 | 3 | 1.8 | 1.4 | 6.3 | 3.3 | 2.85 |
| Nd | 3.6 | 5.2 | 3.1 | 3.3 | 7.1 | 5.9 | 4.70 |
| Ni | 951 | 991 | 1006 | 1823 | 797 | 1017 | 1097.50 |
| Pb | 0.17 | 14.7 | 0.87 | 0.3 | 0.73 | 0.07 | 2.81 |
| Pr | 0.76 | 1.39 | 0.66 | 0.65 | 1.78 | 1.42 | 1.11 |
| Rb | 1.8 | 2.6 | 3.9 | 0.9 | 0.6 | 0.8 | 1.77 |
| Sb | 0.02 | 0.02 | <0.02 | 0.04 | <0.02 | <0.02 | 0.02 |
| Sc | 1.7 | 29 | 24 | 25 | 25 | 30 | 22.45 |
| Se | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.25 |
| Sm | 1.3 | 1.4 | 1 | 1.1 | 2 | 1.5 | 1.38 |
| Sn | <1 | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 0.58 |
| Sr | 18.2 | 23.9 | 32.2 | 8.9 | 14.7 | 10.3 | 18.03 |
| Ta | <0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | <0.1 | 0.15 |
| Tb | 0.33 | 0.37 | 0.26 | 0.28 | 0.44 | 0.35 | 0.34 |
| Te | <0.02 | 0.11 | 0.02 | 0.09 | <0.02 | 0.03 | 0.05 |
| Th | 0.20 | 1.2 | 0.3 | 0.2 | 1.1 | 0.6 | 0.60 |
| Ti | 0.02 | 0.11 | 0.09 | 0.02 | 0.02 | <0.02 | 0.05 |
| Tm | 0.17 | 0.19 | 0.14 | 0.16 | 0.22 | 0.21 | 0.18 |
| U | 0.10 | 0.2 | <0.1 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 0.13 |
| V | 164 | 199 | 159 | 184 | 242 | 225 | 195.50 |
| W | <0.1 | 0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.10 |
| Y | 10.3 | 12.4 | 10.5 | 10.2 | 14.8 | 13.7 | 11.98 |
| Yb | 1.09 | 1.1 | 0.94 | 0.85 | 1.41 | 1.27 | 1.11 |
| Zn | 51.2 | 281.2 | 108.5 | 48.2 | 66.1 | 51.5 | 101.12 |
| Zr | 24.3 | 29.9 | 24.3 | 22.6 | 43.5 | 33.5 | 29.68 |
| Ag (ppb) | 15 | 86 | 146 | 75 | 30 | 7 | 59.83 |
| Au | 0.2 | 1 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.7 | 0.53 |
| Hg | <5 | 179 | 77 | <5 | <5 | <5 | 42.83 |
| Pd | <10 | <10 | <10 | 46 | <10 | <10 | 11.83 |
| Pt | 3 | 8 | 3 | 12 | 7 | 4 | 6.17 |
| Re | <1 | 2 | 2 | 1 | 2 | <1 | 1.33 |

D.3 Composition des basaltes ophitiques

| # Échantillon | S-04-06 | S-04-07 | S-04-08 | S-04-09 | S-04-13 | S-04-14 | S-04-15 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Localisation | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface |
| Remarque | - | à qtz | - | - | à qtz | - | à qtz |
| SiO ₂ (% pds) | 49.46 | 49.67 | 48.89 | 50.98 | 53.14 | 48.6 | 49.10 |
| TiO ₂ | 0.88 | 1.07 | 0.69 | 1.13 | 1.56 | 0.82 | 1.00 |
| Al ₂ O ₃ | 13.20 | 13.19 | 14.08 | 13.02 | 11.93 | 13.5 | 13.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.43 | 13.70 | 9.38 | 14.61 | 14.13 | 11.45 | 13.23 |
| FeO* | 10.31 | 12.35 | 8.46 | 13.17 | 11.78 | 10.32 | 11.93 |
| Fe(s)* | - | - | - | - | 0.75 | - | - |
| MnO | 0.16 | 0.19 | 0.15 | 0.18 | 0.19 | 0.17 | 0.18 |
| MgO | 8.54 | 6.16 | 9.62 | 6.30 | 4.06 | 9.43 | 7.24 |
| CaO | 9.20 | 9.41 | 10.44 | 6.64 | 11.03 | 8.75 | 9.56 |
| Na ₂ O | 3.51 | 2.45 | 1.48 | 3.98 | 0.09 | 2.95 | 2.55 |
| K ₂ O | 0.18 | 0.39 | 1.67 | 0.50 | 0.04 | 1.09 | 0.18 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.13 | 0.06 | 0.11 | 0.15 | 0.07 | 0.09 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.01 | 0.02 | <0.001 | 0.00 | 0.04 | <0.001 |
| C | - | - | 0.08 | - | 0.01 | 0.01 | - |
| S | - | - | 0.09 | - | 0.49 | 0.02 | - |
| LOI | 3.10 | 3.40 | 3.5 | 2.20 | 3.7 | 3 | 3.10 |
| Total | 98.65 | 98.42 | 99.23 | 98.21 | 98.92 | 98.78 | 98.47 |
| As (ppm) | 0.30 | 0.20 | 0.2 | 3.40 | 0.5 | 0.1 | 0.20 |
| B | 10 | 7 | 3 | 3 | 5 | <1 | 6 |
| Ba | 58 | 165 | 288 | 142 | 5 | 383 | 62 |
| Be | 0.20 | 0.20 | 0.1 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 0.20 |
| Bi | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.07 | <0.02 | <0.02 | <0.02 |
| Cd | 0.34 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.04 | 0.11 | 0.06 |
| Ce | 9.5 | 14.3 | 8.8 | 14.9 | 18.1 | 10.9 | 13.5 |
| Co | 28.9 | 29.7 | 22.5 | 30.7 | 33.5 | 30.8 | 27.8 |
| Cr | 99.2 | 4.9 | 26 | 2.5 | 4.9 | 65.2 | 4.1 |
| Cs | 0.2 | 0.5 | 0.8 | 1.2 | 0.3 | 0.4 | 0.2 |
| Cu | 59.14 | 88.81 | 51.3 | 100.38 | 29.91 | 251.69 | 91.36 |
| Dy | 3.04 | 3.74 | 2.34 | 4.14 | 5.55 | 3.01 | 4.06 |
| Er | 1.85 | 2.38 | 1.72 | 2.37 | 3.47 | 1.98 | 2.38 |
| Eu | 0.68 | 0.97 | 0.55 | 0.89 | 1.23 | 0.7 | 0.96 |
| Ga | 14.8 | 18.9 | 13.5 | 15.9 | 17.7 | 12.9 | 16.8 |
| Gd | 2.48 | 3.59 | 2.39 | 3.44 | 5.06 | 2.82 | 3.40 |
| Ge | 0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.2 |
| Hf | 1.40 | 1.90 | 1.1 | 2.40 | 2.8 | 1.5 | 2.00 |
| Ho | 0.64 | 0.88 | 0.53 | 0.93 | 1.19 | 0.6 | 0.83 |
| In | 0.02 | 0.04 | <0.02 | 0.02 | 0.03 | <0.02 | 0.02 |
| La | 4.3 | 6.6 | 3.5 | 6.8 | 6.9 | 4.5 | 6.2 |
| Li | 6.3 | 7.6 | 18.2 | 6.7 | 9.2 | 28.6 | 11.8 |
| Lu | 0.33 | 0.42 | 0.27 | 0.42 | 0.49 | 0.26 | 0.36 |
| Mn | 581 | 882 | 535 | 664 | 950 | 546 | 779 |

À qtz = basalte ophitique à quartz

D.3 Composition des basaltes ophitiques (suite)

| # Échantillon | S-04-06 | S-04-07 | S-04-08 | S-04-09 | S-04-13 | S-04-14 | S-04-15 |
|---------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Localisation | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface | Surface |
| Remarque | - | à qtz | - | - | à qtz | - | à qtz |
| Mo (ppm) | 0.28 | 0.20 | 0.13 | 0.28 | 0.14 | 0.15 | 0.21 |
| Nb | 3.10 | 3.80 | 2.1 | 4.10 | 5.3 | 3.5 | 2.90 |
| Nd | 7.3 | 10.4 | 6.1 | 11.2 | 13.3 | 7.3 | 9.1 |
| Ni | 122 | 30 | 70 | 38 | 12 | 201 | 46 |
| Pb | 0.56 | 0.79 | 0.43 | 0.67 | 0.35 | 0.43 | 0.29 |
| Pr | 1.37 | 1.99 | 1.19 | 2.08 | 2.56 | 1.47 | 1.88 |
| Rb | 3.5 | 8.7 | 59.6 | 13.1 | 0.9 | 27.3 | 4.2 |
| Sb | <0.02 | 0.03 | 0.02 | <0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.02 |
| Sc | 3.1 | 4.7 | 36 | 3.4 | 35 | 34 | 4.6 |
| Se | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.4 | 0.6 | 0.2 | 0.5 |
| Sm | 2.1 | 2.9 | 1.8 | 2.8 | 3.9 | 2.3 | 2.8 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 87.1 | 83.9 | 80.1 | 126.6 | 28.6 | 309.9 | 84.5 |
| Ta | 0.20 | 0.20 | 0.2 | 0.30 | 0.4 | 0.3 | 0.20 |
| Tb | 0.51 | 0.66 | 0.39 | 0.67 | 0.9 | 0.45 | 0.62 |
| Te | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 |
| Th | 0.40 | 1.60 | 0.9 | 1.00 | 1.6 | 0.5 | 1.60 |
| Ti | <0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | <0.02 | 0.03 | <0.02 |
| Tm | 0.29 | 0.37 | 0.28 | 0.43 | 0.44 | 0.29 | 0.33 |
| U | 0.20 | 0.30 | 0.1 | 0.30 | 0.4 | 0.1 | 0.30 |
| V | 292 | 341 | 271 | 349 | 482 | 287 | 308 |
| W | 0.10 | 0.10 | <0.1 | <0.1 | 0.2 | 0.5 | 0.10 |
| Y | 19.1 | 25.2 | 15.6 | 24.4 | 31.5 | 16.3 | 23.4 |
| Yb | 1.78 | 2.65 | 1.69 | 2.36 | 3.33 | 1.7 | 2.26 |
| Zn | 107.2 | 73.0 | 32 | 82.1 | 43.2 | 48.4 | 66.3 |
| Zr | 47.6 | 65.9 | 41.3 | 72.8 | 88 | 45.9 | 57.4 |
| Ag (ppb) | 18 | 20 | 30 | 17 | 7 | 65 | 13 |
| Au | 0.7 | <0.2 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.2 | <0.2 |
| Hg | 24.0 | 14.0 | 5 | 23.0 | <5 | <5 | 8.0 |
| Pd | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 16 | <10 |
| Pt | 8 | <2 | 5 | <2 | <2 | 14 | <2 |
| Re | 1.0 | 1.0 | 1 | 3.0 | <1 | <1 | 2.0 |

D.3 Composition des basaltes ophitiques (suite)

| # Échantillon | C-04-18 | C-04-19 | C-04-20 | C-04-30 | C-04-46 | Moyenne |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|---------|
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-14 | WR-04-23 | n = 12 |
| Remarque | - | - | contact | - | - | - |
| SiO ₂ (% pds) | 50,98 | 50,76 | 48,66 | 49,73 | 49,42 | 49,95 |
| TiO ₂ | 1,33 | 1,11 | 0,73 | 0,88 | 0,85 | 1,00 |
| Al ₂ O ₃ | 12,23 | 12,09 | 13,33 | 13,51 | 13,76 | 13,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 15,50 | 14,39 | 11,17 | 13,23 | 11,32 | 12,80 |
| FeO* | 11,34 | 11,14 | 8,56 | 10,76 | 10,21 | 10,86 |
| Fe(s)* | 2,04 | 1,43 | 1,17 | 0,91 | - | 1,26 |
| MnO | 0,22 | 0,21 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,18 |
| MgO | 4,53 | 5,18 | 6,6 | 7,06 | 8,1 | 6,90 |
| CaO | 8,44 | 10,1 | 13,37 | 8,59 | 9,71 | 9,60 |
| Na ₂ O | 4,28 | 3,51 | 3,32 | 4,08 | 3,62 | 2,99 |
| K ₂ O | 0,52 | 0,74 | 0,09 | 0,32 | 0,29 | 0,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,12 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,10 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,02 |
| C | 0,08 | 0,05 | 0,39 | 0,26 | - | 0,13 |
| S | 1,34 | 0,94 | 0,77 | 0,6 | 0,29 | 0,57 |
| LOI | 1,8 | 1,7 | 2,3 | 2,3 | 2,5 | 2,72 |
| Total | 99,27 | 99,07 | 99,59 | 99,26 | 99,00 | 99,88 |
| As (ppm) | 0,2 | 3,2 | 0,2 | 1,7 | <0,1 | 0,85 |
| B | 4 | 4 | 6 | 3 | 8 | 4,96 |
| Ba | 256 | 503 | 65 | 105 | 173 | 183,75 |
| Be | 0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,13 |
| Bi | 0,03 | <0,02 | <0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 |
| Cd | 0,12 | 0,16 | 0,21 | 0,18 | 0,05 | 0,12 |
| Ce | 20,1 | 18,2 | 11,7 | 12,1 | 10,9 | 13,58 |
| Co | 31,3 | 34,3 | 23,9 | 40,5 | 28,1 | 30,17 |
| Cr | <0,5 | 2,8 | 86 | 4,5 | 26,1 | 29,65 |
| Cs | 1,5 | 1,9 | <0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,63 |
| Cu | 75,39 | 109,89 | 46,33 | 102,04 | 105,43 | 92,64 |
| Dy | 5,23 | 4,45 | 3,11 | 3,33 | 3,28 | 3,77 |
| Er | 3,3 | 2,86 | 2,04 | 2,28 | 1,85 | 2,37 |
| Eu | 1,21 | 1,11 | 0,7 | 0,85 | 0,67 | 0,88 |
| Ga | 16 | 16,1 | 16 | 15 | 15,3 | 15,74 |
| Gd | 4,67 | 3,82 | 2,65 | 2,91 | 2,64 | 3,32 |
| Ge | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,15 |
| Hf | 3,1 | 2,1 | 1,4 | 1,6 | 1,5 | 1,90 |
| Ho | 1,18 | 0,95 | 0,66 | 0,77 | 0,67 | 0,82 |
| In | <0,02 | 0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,02 |
| La | 9 | 7,9 | 4,7 | 5,1 | 4,5 | 5,83 |
| Li | 3,7 | 3,9 | 7,2 | 12,3 | 12,2 | 10,64 |
| Lu | 0,5 | 0,38 | 0,23 | 0,3 | 0,25 | 0,35 |
| Mn | 570 | 474 | 543 | 681 | 440 | 637,08 |

Contact = basalte ophitique situé à proximité d'un contact géologique

D.3 Composition des basaltes ophitiques (suite)

| # Échantillon | C-04-18 | C-04-19 | C-04-20 | C-04-30 | C-04-46 | Moyenne |
|---------------|----------|----------|----------|----------|----------|---------|
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-14 | WR-04-23 | n = 12 |
| Remarque | - | - | contact | - | - | - |
| Mo (ppm) | 0.54 | 0.49 | 0.13 | 0.5 | 0.26 | 0.28 |
| Nb | 4.8 | 3.8 | 2.4 | 2.8 | 2.4 | 3.42 |
| Nd | 13.4 | 11.1 | 7.3 | 6.9 | 7.5 | 9.24 |
| Ni | 10 | 46 | 63 | 68 | 116 | 68.50 |
| Pb | 0.78 | 0.81 | 1.81 | 0.7 | 1.11 | 0.73 |
| Pr | 2.77 | 2.29 | 1.63 | 1.7 | 1.44 | 1.86 |
| Rb | 10.8 | 14.6 | 1.3 | 6.8 | 4.8 | 12.97 |
| Sb | 0.1 | 0.1 | 0.15 | <0.02 | 0.08 | 0.05 |
| Sc | 37 | 37 | 36 | 39 | 3.1 | 22.74 |
| Se | 0.9 | 0.7 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.43 |
| Sm | 3.8 | 2.9 | 2.1 | 2.5 | 1.9 | 2.65 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 207 | 300.2 | 153.5 | 220.9 | 142.6 | 152.08 |
| Ta | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.24 |
| Tb | 0.89 | 0.7 | 0.43 | 0.55 | 0.49 | 0.61 |
| Te | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 |
| Th | 1.4 | 1.5 | 1.2 | 0.7 | 0.6 | 1.08 |
| Tl | <0.02 | 0.05 | <0.02 | 0.02 | <0.02 | 0.02 |
| Tm | 0.56 | 0.42 | 0.26 | 0.35 | 0.29 | 0.36 |
| U | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.28 |
| V | 417 | 368 | 258 | 314 | 273 | 330.00 |
| W | 0.4 | 0.1 | 0.3 | 0.6 | 0.5 | 0.25 |
| Y | 31.8 | 26.6 | 18 | 21.1 | 19.7 | 22.73 |
| Yb | 2.89 | 2.69 | 1.66 | 1.86 | 1.91 | 2.23 |
| Zn | 74.1 | 71.7 | 62.4 | 80.7 | 53.6 | 66.23 |
| Zr | 92.3 | 73.7 | 45.7 | 53.8 | 47.4 | 60.98 |
| Ag (ppb) | 29 | 45 | 27 | 35 | 29 | 27.92 |
| Au | 1.2 | 0.4 | 0.6 | 0.7 | 0.3 | 0.47 |
| Hg | 37 | 36 | 20 | 34 | 12 | 17.79 |
| Pd | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Pt | <2 | <2 | 5 | <2 | 7 | 3.83 |
| Re | 2 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1.42 |

D.4 Composition des cumulats à olivine

| # Échantillon | S-04-03 | C-04-03 | C-05-53 | C-05-54 | Moyenne |
|--------------------------------|---------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | Surface | WR-04-55 | WR-04-71 | WR-05-100 | n = 4 |
| Remarque | ortho- | ortho- | méso- | ortho- | - |
| SiO ₂ (% pds) | 42,38 | 40,02 | 36,42 | 39,03 | 39,46 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,27 | 0,18 | 0,26 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 7,32 | 4,5 | 3,04 | 4,37 | 4,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,07 | 11,67 | 12,99 | 11,48 | 11,80 |
| FeO* | 9,98 | 10,52 | 10,81 | 10,35 | 10,42 |
| Fe(s)* | - | - | 0,70 | - | 0,70 |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,14 |
| MgO | 24,74 | 29,51 | 33,72 | 30,94 | 29,73 |
| CaO | 5,95 | 2,73 | 1,69 | 3,45 | 3,46 |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,04 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,35 | 0,61 | 0,62 | 0,63 | 0,55 |
| C | - | 0,01 | - | 0,09 | 0,05 |
| S | - | 0,13 | 0,57 | 0,3 | 0,33 |
| LOI | 6,90 | 10,2 | 10,7 | 9,3 | 9,28 |
| Total | 98,35 | 98,75 | 98,69 | 98,97 | 99,32 |
| As (ppm) | 0,10 | 0,1 | 0,3 | <0.1 | 0,14 |
| B | 29 | 74 | 195 | 45 | 85,75 |
| Ba | <5 | 5 | 7 | 5 | 4,88 |
| Be | 0,10 | <0.1 | <0.1 | 0,1 | <0.1 |
| Bi | <0.02 | <0.02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Cd | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,05 |
| Ce | 5,6 | 2,4 | 1,6 | 2,6 | 3,05 |
| Co | 80,5 | 109,3 | 148,5 | 109 | 111,83 |
| Cr | 1565,9 | 762,3 | 2034,3 | 280,2 | 1160,68 |
| Cs | 1,0 | 1,7 | 0,2 | 0,8 | 0,93 |
| Cu | 48,91 | 107,88 | 379,46 | 399,75 | 234,00 |
| Dy | 1,62 | 0,88 | 0,71 | 0,9 | 1,03 |
| Er | 1,03 | 0,62 | 0,41 | 0,65 | 0,68 |
| Eu | 0,42 | 0,24 | 0,14 | 0,23 | 0,26 |
| Ga | 9,0 | 5,1 | 3,7 | 5 | 5,70 |
| Gd | 1,47 | 0,71 | 0,46 | 1,03 | 0,92 |
| Ge | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,18 |
| Hf | 0,60 | <0.5 | <0.5 | 0,5 | 0,40 |
| Ho | 0,33 | 0,2 | 0,12 | 0,17 | 0,21 |
| In | 0,02 | <0.02 | 0,02 | <0.02 | 0,02 |
| La | 2,4 | 0,8 | 0,6 | 0,8 | 1,15 |
| Li | 4,3 | 3,5 | 2,3 | 1 | 2,78 |
| Lu | 0,14 | 0,07 | 0,06 | 0,1 | 0,09 |
| Mn | 895 | 914 | 789 | 520 | 779,50 |

Ortho- = orthocumulat, Méso- = mésocumulat

D.4 Composition des cumulats à olivine (suite)

| # Échantillon | S-04-03 | C-04-03 | C-05-53 | C-05-54 | Moyenne |
|---------------|---------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | Surface | WR-04-55 | WR-04-71 | WR-05-100 | n = 4 |
| Remarque | ortho- | ortho- | méso- | ortho- | - |
| Mo (ppm) | 0.19 | 0.06 | 0.09 | 0.08 | 0.11 |
| Nb | 1.40 | 0.8 | 0.6 | 0.8 | 0.90 |
| Nd | 3.6 | 1.6 | 1.1 | 2.2 | 2.13 |
| Ni | 1259 | 1893 | 2815 | 2399 | 2091.50 |
| Pb | 0.64 | 0.45 | 0.62 | 0.36 | 0.52 |
| Pr | 0.75 | 0.36 | 0.23 | 0.35 | 0.42 |
| Rb | 9.2 | 2.5 | 1.3 | 1.7 | 3.68 |
| Sb | <0.02 | <0.02 | 0.1 | <0.02 | 0.03 |
| Sc | 2.9 | 16 | 7.7 | 16 | 10.65 |
| Se | 0.3 | 0.4 | 0.9 | 0.6 | 0.55 |
| Sm | 1.1 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.63 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 12.5 | 9.3 | 7.2 | 7.9 | 9.23 |
| Ta | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Tb | 0.26 | 0.16 | 0.1 | 0.13 | 0.16 |
| Te | <0.02 | <0.02 | 0.08 | 0.04 | 0.04 |
| Th | 0.60 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.19 |
| Tl | 0.15 | 0.08 | 0.02 | 0.04 | 0.07 |
| Tm | 0.15 | 0.09 | 0.05 | 0.18 | 0.12 |
| U | 0.20 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| V | 155 | 109 | 73 | 113 | 112.50 |
| W | 0.10 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Y | 10.0 | 5.8 | 3.8 | 5.4 | 6.25 |
| Yb | 0.74 | 0.59 | 0.34 | 0.61 | 0.57 |
| Zn | 56.6 | 37.7 | 25.3 | 40.1 | 39.93 |
| Zr | 24.5 | 13.6 | 8.5 | 14.5 | 15.28 |
| Ag (ppb) | 17 | 41 | 120 | 103 | 70.25 |
| Au | 3.4 | 1.3 | 2.6 | 6.2 | 3.38 |
| Hg | 15.0 | 9 | 10 | 5 | 9.75 |
| Pd | <10 | 29 | 62 | 66 | 40.50 |
| Pt | 6 | 7 | 19 | 17 | 12.25 |
| Re | 1.0 | 1 | 2 | 2 | 1.50 |

D.5 Composition des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique

| # Échantillon | S-04-01 | 80058** | C-05-52 | C-04-36 | C-04-37 | C-04-02 |
|--------------------------------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | Surface | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-04-48 | WR-04-48 | WR-04-55 |
| Remarque | ortho- | ? | méso- | ortho- | ortho- | ortho- |
| SiO ₂ (% pds) | 41,71 | 38,9 | 37,47 | 41,09 | 39,11 | 40,79 |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,27 | 0,21 | 0,36 | 0,5 | 0,34 |
| Al ₂ O ₃ | 5,88 | 4,34 | 3,55 | 6,1 | 5,63 | 5,63 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,40 | 10,58 | 11,61 | 12,09 | 17,31 | 11,98 |
| FeO* | 10,28 | 9,54 | 10,47 | 10,25 | 10,31 | 10,80 |
| Fe(s)* | - | - | - | 0,51 | 4,11 | - |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,16 | 0,17 | 0,16 |
| MgO | 24,95 | 31,36 | 33,37 | 25,83 | 22,97 | 26,91 |
| CaO | 5,81 | 3,46 | 2,01 | 5,47 | 5,77 | 4,51 |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,1 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,04 |
| K ₂ O | 0,07 | <0,04 | <0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,46 | 0,52 | 0,50 | 0,50 | 0,38 | 0,57 |
| C | - | - | - | 0,07 | 0,01 | 0,03 |
| S | - | 0,14 | 0,22 | 0,41 | 2,89 | 0,12 |
| LOI | 8,30 | 9,7 | 10,7 | 8 | 7,5 | 8,8 |
| Total | 98,08 | 98,48 | 98,70 | 98,89 | 99,50 | 98,78 |
| As (ppm) | 0,10 | 0,4 | <0,1 | 0,3 | <0,1 | 0,3 |
| B | 45 | 60 | 133 | 61 | 45 | 48 |
| Ba | 9 | 5 | <5 | 5 | 5 | 5 |
| Be | <0,1 | <0,1 | 0,1 | 0,1 | <0,1 | 0,1 |
| Bi | <0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,16 | <0,02 |
| Cd | 0,04 | 0,03 | 0,11 | 0,15 | 0,9 | 0,03 |
| Ce | 3,9 | 2,7 | 1,8 | 3,6 | 5,3 | 2,9 |
| Co | 83,4 | 101,2 | 116,5 | 106 | 191,7 | 97 |
| Cr | 296,0 | 359,8 | 780,6 | 1174,3 | 637,5 | 555,1 |
| Cs | 1,1 | 1,1 | 0,9 | 2 | 2,2 | 2,4 |
| Cu | 78,19 | 91,93 | 314,37 | 238,13 | 1762,36 | 88,05 |
| Dy | 1,41 | 1,02 | 0,75 | 1,21 | 1,85 | 1,19 |
| Er | 0,84 | 0,58 | 0,42 | 0,76 | 1,26 | 0,75 |
| Eu | 0,35 | 0,3 | 0,17 | 0,27 | 0,41 | 0,31 |
| Ga | 7,3 | 4,5 | 4,4 | 6,5 | 6,5 | 6 |
| Gd | 1,07 | 0,8 | 0,64 | 1,23 | 1,47 | 0,89 |
| Ge | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| Hf | 0,90 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | 0,9 | 0,7 |
| Ho | 0,28 | 0,25 | 0,16 | 0,26 | 0,44 | 0,25 |
| In | 0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,02 |
| La | 1,5 | 1 | 1,1 | 1,9 | 1,9 | 1,1 |
| Li | 4,6 | 4,2 | 3,1 | 8,4 | 11,9 | 7,3 |
| Lu | 0,15 | 0,1 | 0,06 | 0,09 | 0,17 | 0,11 |
| Mn | 672 | 733 | 831 | 760 | 746 | 855 |

Ortho- = orthocumulat, Méso- = mésocumulat

** L'analyse de roche totale correspondant à l'échantillon 80058 est un composite et couvre une grande distance (7.5 m de profondeur). La composition indiquée n'est donc pas nécessairement représentative du type de roche observé en lame mince (lame mince = MBF, roche totale = oC'a).

D.5 Composition des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique (suite)

| # Échantillon | S-04-01 | 80058** | C-05-52 | C-04-36 | C-04-37 | C-04-02 |
|---------------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | Surface | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-04-48 | WR-04-48 | WR-04-55 |
| Remarque | ortho- | - | méso- | ortho- | ortho- | ortho- |
| Mo (ppm) | 0.08 | 0.17 | 0.07 | 0.14 | 0.24 | 0.09 |
| Nb | 1.30 | 0.8 | 0.8 | 1.5 | 1.9 | 1 |
| Nd | 3.2 | 2 | 1.5 | 2.5 | 4.3 | 2.1 |
| Ni | 1466 | 1344.4 | 1994.3 | 1922 | 3588 | 1520 |
| Pb | 0.36 | 0.71 | 0.71 | 0.64 | 2.78 | 0.71 |
| Pr | 0.56 | 0.42 | 0.29 | 0.52 | 0.78 | 0.44 |
| Rb | 6.9 | 2.3 | 1.9 | 4.5 | 5.8 | 3 |
| Sb | 0.05 | 0.15 | <0.02 | 0.07 | 0.15 | 0.02 |
| Sc | 2.8 | 4.5 | 7.2 | 20 | 19 | 19 |
| Se | 0.2 | 0.3 | 0.7 | 0.6 | 3.4 | 0.2 |
| Sm | 1.0 | 0.8 | 0.5 | 0.8 | 1.3 | 0.7 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 14.5 | 10.7 | 10.4 | 12.3 | 14 | 11.6 |
| Ta | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 |
| Tb | 0.22 | 0.15 | 0.1 | 0.22 | 0.29 | 0.21 |
| Te | <0.02 | <0.02 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | <0.02 |
| Th | <0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 |
| Ti | 0.07 | 0.03 | 0.03 | 0.09 | 0.09 | 0.07 |
| Tm | 0.13 | 0.1 | 0.07 | 0.1 | 0.18 | 0.12 |
| U | <0.1 | 1.2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| V | 128 | 111 | 75 | 137 | 147 | 130 |
| W | 0.10 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Y | 8.7 | 6.3 | 4.5 | 7.6 | 11.8 | 6.8 |
| Yb | 0.84 | 0.61 | 0.45 | 0.69 | 1.26 | 0.64 |
| Zn | 35.5 | 26.5 | 32.8 | 23.4 | 40.3 | 20.4 |
| Zr | 20.6 | 16.8 | 12 | 18.5 | 30.1 | 15.6 |
| Ag (ppb) | 26 | 79 | 111 | 96 | 399 | 39 |
| Au | 0.8 | 1.1 | 7.1 | 1.1 | 25.1 | 1.5 |
| Hg | 13.0 | <5 | 17 | 9 | 29 | 6 |
| Pd | <10 | 17 | 76 | 22 | 187 | 10 |
| Pt | 6 | 5 | 15 | 5 | 21 | <2 |
| Re | 1.0 | <1 | 2 | 4 | 19 | 3 |

D.5 Composition des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique (suite)

| # Échantillon | C-05-60 | C-05-62 | C-05-65 | C-05-67 | C-05-55 | Moyenne |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-05-96 | WR-05-97 | WR-05-98 | WR-05-98 | WR-05-100 | n = 11 |
| Remarque | ortho- | ortho- | ortho- | ortho- | ortho- | - |
| SiO ₂ (% pds) | 40,34 | 38,55 | 39,26 | 39,9 | 39,37 | 39,68 |
| TiO ₂ | 0,36 | 0,22 | 0,25 | 0,3 | 0,27 | 0,31 |
| Al ₂ O ₃ | 5,7 | 3,78 | 4,36 | 5,13 | 4,55 | 4,97 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,78 | 10,98 | 11,81 | 11,23 | 11,23 | 12,00 |
| FeO* | 10,62 | 9,90 | 10,65 | 10,13 | 10,13 | 10,28 |
| Fe(s)* | - | - | - | - | - | 2,31 |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,15 |
| MgO | 27,13 | 32,2 | 30,26 | 28,59 | 30,47 | 28,55 |
| CaO | 5,13 | 3,14 | 2,93 | 4,96 | 3,24 | 4,22 |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,03 | 0,13 | 0,05 | 0,03 | 0,06 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,56 | 0,69 | 0,56 | 0,56 | 0,60 | 0,54 |
| C | 0,05 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,18 | 0,07 |
| S | 0,21 | 0,02 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,48 |
| LOI | 8,4 | 10 | 9,9 | 8,8 | 9,9 | 9,09 |
| Total | 98,82 | 98,83 | 98,83 | 98,93 | 99,16 | 100,78 |
| As (ppm) | <0,1 | 0,1 | 0,2 | <0,1 | 1,5 | 0,28 |
| B | 43 | 75 | 116 | 78 | 75 | 70,82 |
| Ba | 8 | 6 | 5 | 5 | 5 | 5,50 |
| Be | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,06 |
| Bi | 0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| Cd | 0,07 | 0,01 | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,14 |
| Ce | 4,5 | 2,3 | 2,3 | 3,3 | 2,5 | 3,19 |
| Co | 85,6 | 65,1 | 109,7 | 107,5 | 111,7 | 106,85 |
| Cr | 234,3 | 232,8 | 503,8 | 364,5 | 602 | 521,88 |
| Cs | 2,9 | 1,3 | 1,1 | 1,1 | 1,9 | 1,64 |
| Cu | 265,41 | 21,71 | 323,88 | 321,1 | 420,65 | 356,89 |
| Dy | 1,55 | 0,91 | 0,98 | 1,17 | 0,89 | 1,18 |
| Er | 0,77 | 0,51 | 0,54 | 0,72 | 0,59 | 0,70 |
| Eu | 0,36 | 0,2 | 0,21 | 0,28 | 0,2 | 0,28 |
| Ga | 6,4 | 4,7 | 5,4 | 5,9 | 5,2 | 5,71 |
| Gd | 1,24 | 0,7 | 0,69 | 0,98 | 0,97 | 0,97 |
| Ge | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,13 |
| Hf | 0,7 | 0,7 | <0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,54 |
| Ho | 0,28 | 0,18 | 0,38 | 0,21 | 0,18 | 0,26 |
| In | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,02 |
| La | 2,1 | 0,8 | 0,7 | 1 | 0,9 | 1,27 |
| Li | 5,2 | 3,2 | 2,5 | 2,4 | 4,6 | 5,22 |
| Lu | 0,13 | 0,08 | 0,1 | 0,19 | 0,1 | 0,12 |
| Mn | 555 | 457 | 631 | 816 | 768 | 711,27 |

Ortho- = orthocumulat

D.5 Composition des cumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique (suite)

| # Échantillon | C-05-60 | C-05-62 | C-05-65 | C-05-67 | C-05-55 | Moyenne |
|---------------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-05-96 | WR-05-97 | WR-05-98 | WR-05-98 | WR-05-100 | n = 11 |
| Remarque | ortho- | ortho- | ortho- | ortho- | ortho- | - |
| Mo (ppm) | 0.14 | 0.05 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| Nb | 1.5 | 0.7 | 0.7 | 1 | 0.7 | 1.08 |
| Nd | 2.9 | 1.8 | 1.9 | 2 | 1.7 | 2.35 |
| Ni | 1885 | 1716 | 2315 | 2061 | 2502 | 2028.52 |
| Pb | 0.4 | 0.19 | 0.56 | 0.36 | 0.56 | 0.73 |
| Pr | 0.62 | 0.41 | 0.32 | 0.4 | 0.38 | 0.47 |
| Rb | 6.4 | 2.3 | 2.8 | 3.3 | 2.2 | 3.76 |
| Sb | <0.02 | <0.02 | 0.19 | <0.02 | 0.03 | 0.06 |
| Sc | 19 | 14 | 16 | 18 | 16 | 14.14 |
| Se | 0.5 | 0.1 | 0.4 | 0.6 | 0.6 | 0.69 |
| Sm | 0.9 | 0.5 | 0.4 | 0.7 | 0.6 | 0.75 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 10.2 | 9.5 | 11.5 | 18.3 | 14.4 | 12.49 |
| Ta | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.05 |
| Tb | 0.21 | 0.14 | 0.14 | 0.17 | 0.17 | 0.18 |
| Te | <0.02 | <0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.03 |
| Th | 0.5 | 0.1 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.16 |
| Ti | 0.06 | <0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.05 |
| Tm | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.12 | 0.09 | 0.10 |
| U | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.15 |
| V | 129 | 94 | 97 | 120 | 111 | 116.27 |
| W | 0.2 | <0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.11 |
| Y | 7.7 | 4.9 | 5.2 | 6.7 | 6.1 | 6.94 |
| Yb | 0.76 | 0.57 | 0.52 | 0.64 | 0.61 | 0.69 |
| Zn | 18.9 | 18.8 | 25 | 39 | 22.7 | 27.57 |
| Zr | 19.1 | 11.1 | 10.6 | 16.5 | 14.3 | 16.84 |
| Ag (ppb) | 67 | 9 | 68 | 91 | 108 | 99.36 |
| Au | 3.5 | 0.7 | 1.4 | 4.2 | 4.7 | 4.65 |
| Hg | 5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 7.30 |
| Pd | 36 | <10 | 51 | 59 | 52 | 47.27 |
| Pt | 14 | 2 | 14 | 17 | 13 | 10.27 |
| Re | <1 | 1 | 3 | 4 | 2 | 3.64 |

D.6 Composition des métacumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique

| # Échantillon | 20787 | C-04-04 | C-04-05 | C-05-63 | C-05-66 | C-05-57 | Moyenne |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-03-08 | WR-04-55 | WR-04-55 | WR-05-97 | WR-05-98 | WR-05-100 | n = 6 |
| Remarque | méta- | SAC | méta- | méta- | méta- | méta- | - |
| SiO ₂ (% pds) | 40,85 | 41,6 | 41,6 | 40,39 | 40,65 | 40,09 | 40,86 |
| TiO ₂ | 0,35 | 0,41 | 0,41 | 0,37 | 0,37 | 0,42 | 0,39 |
| Al ₂ O ₃ | 6,39 | 6,6 | 6,6 | 6,24 | 6,56 | 7,71 | 6,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,07 | 12,72 | 12,72 | 12,09 | 12,70 | 14,78 | 12,85 |
| FeO* | 8,87 | 10,41 | 10,41 | 10,90 | 10,31 | 9,77 | 10,11 |
| Fe(s)* | 1,56 | 0,82 | 0,82 | - | 0,88 | 2,76 | 1,37 |
| MnO | 0,14 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,15 | 0,15 | 0,16 |
| MgO | 25,18 | 24,11 | 24,11 | 25,48 | 24,44 | 22,52 | 24,31 |
| CaO | 6,32 | 5,67 | 5,67 | 6,15 | 6,56 | 5,75 | 6,02 |
| Na ₂ O | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,07 | 0,07 |
| K ₂ O | <0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,42 | 0,48 | 0,48 | 0,44 | 0,46 | 0,42 | 0,45 |
| C | - | 0,04 | 0,04 | 0,23 | 0,03 | 0,03 | 0,07 |
| S | 1,17 | 0,66 | 0,66 | 0,1 | 0,73 | 2,09 | 0,90 |
| LOI | 7,7 | 7,7 | 7,7 | 8,3 | 7,5 | 7,2 | 7,68 |
| Total | 99,07 | 98,79 | 98,79 | 98,94 | 98,81 | 99,05 | 99,16 |
| As (ppm) | 0,4 | <0,1 | <0,1 | 0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,12 |
| B | 36 | 48 | 48 | 34 | 65 | 17 | 41,33 |
| Ba | 6 | 5 | 5 | 6 | 5 | 5 | 5,33 |
| Be | 0,2 | 0,1 | 0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,1 | 0,10 |
| Bi | 0,04 | 0,04 | 0,04 | <0,02 | 0,08 | 0,27 | 0,08 |
| Cd | 0,23 | 0,15 | 0,15 | 0,1 | 0,23 | 0,37 | 0,21 |
| Ce | 9,1 | 3,9 | 3,9 | 4,1 | 3,6 | 5,2 | 4,97 |
| Co | 118,4 | 119,6 | 119,6 | 84,1 | 129,8 | 170,5 | 123,67 |
| Cr | 1403,6 | 1288,5 | 1288,5 | 530,7 | 551,5 | 2426,8 | 1248,27 |
| Cs | 1 | 1,2 | 1,2 | 3,1 | 1 | 0,8 | 1,38 |
| Cu | 879,89 | 774,16 | 774,16 | 256,01 | 975,74 | 2264,29 | 987,38 |
| Dy | 1,18 | 1,34 | 1,34 | 1,62 | 1,51 | 1,77 | 1,46 |
| Er | 0,87 | 0,97 | 0,97 | 0,86 | 0,89 | 1,04 | 0,93 |
| Eu | 0,44 | 0,3 | 0,3 | 0,35 | 0,37 | 0,34 | 0,35 |
| Ga | 6,9 | 6,5 | 6,5 | 6,9 | 7,8 | 8,4 | 7,17 |
| Gd | 1,67 | 1,18 | 1,18 | 1,11 | 1,16 | 1,54 | 1,31 |
| Ge | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,15 |
| Hf | 0,5 | 0,9 | 0,9 | 0,7 | <0,5 | <0,5 | 0,58 |
| Ho | 0,29 | 0,33 | 0,33 | 0,29 | 0,29 | 0,3 | 0,31 |
| In | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,03 |
| La | 5 | 1,4 | 1,4 | 1,6 | 1,5 | 2,5 | 2,23 |
| Li | 8,3 | 7,1 | 7,1 | 21,8 | 6,6 | 22,1 | 12,17 |
| Lu | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,16 | 0,13 |
| Mn | 930 | 887 | 887 | 812 | 755 | 719 | 831,67 |

Méta- = métacumalat, SAC = schiste à actinote-chlorite dans un cumulat à olivine et cpx poecilitique

D.6 Composition des métacumulats à olivine et clinopyroxène poecilitique (suite)

| # Échantillon | 20787 | C-04-04 | C-04-05 | C-05-63 | C-05-66 | C-05-57 | Moyenne |
|---------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-03-08 | WR-04-55 | WR-04-55 | WR-05-97 | WR-05-98 | WR-05-100 | n = 6 |
| Remarque | méta- | SAC | méta- | méta- | méta- | méta- | - |
| Mo (ppm) | 0.23 | 0.12 | 0.12 | 0.07 | 0.21 | 0.29 | 0.17 |
| Nb | 5.4 | 1.1 | 1.1 | 1.6 | 1.1 | 1.1 | 1.90 |
| Nd | 4.3 | 2.8 | 2.8 | 3.1 | 2.5 | 3.2 | 3.12 |
| Ni | 3100 | 2566 | 2566 | 1247 | 3141 | 5384 | 3000.67 |
| Pb | 1.57 | 0.53 | 0.53 | 0.27 | 0.46 | 1.44 | 0.80 |
| Pr | 1.11 | 0.53 | 0.53 | 0.61 | 0.68 | 0.71 | 0.70 |
| Rb | 3.3 | 3 | 3 | 5.9 | 2.7 | 0.8 | 3.12 |
| Sb | 0.07 | <0.02 | <0.02 | 0.02 | <0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Sc | 3.8 | 21 | 21 | 22 | 23 | 26 | 19.47 |
| Se | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 0.3 | 1.6 | 3.1 | 1.47 |
| Sm | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.8 | 0.9 | 0.9 | 0.88 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 10 | 12.1 | 12.1 | 23.1 | 15.7 | 12.2 | 14.20 |
| Ta | 0.2 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.09 |
| Tb | 0.2 | 0.25 | 0.25 | 0.2 | 0.21 | 0.26 | 0.23 |
| Te | 0.16 | 0.08 | 0.08 | <0.02 | 0.14 | 0.24 | 0.12 |
| Th | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | <0.1 | 0.19 |
| Ti | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.04 | 0.1 | 0.07 |
| Tm | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.13 |
| U | 0.2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.3 | 0.12 |
| V | 138 | 151 | 151 | 136 | 156 | 180 | 152.00 |
| W | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.10 |
| Y | 7.8 | 8.4 | 8.4 | 8.5 | 8.2 | 9.7 | 8.50 |
| Yb | 0.63 | 0.89 | 0.89 | 0.76 | 0.83 | 0.96 | 0.83 |
| Zn | 42.6 | 42.7 | 42.7 | 29.4 | 37 | 69 | 43.90 |
| Zr | 19.8 | 21.4 | 21.4 | 19.2 | 19 | 22.4 | 20.53 |
| Ag (ppb) | 344 | 179 | 179 | 73 | 291 | 487 | 258.83 |
| Au | 13.3 | 1.5 | 1.5 | 0.7 | 17.7 | 18.8 | 8.92 |
| Hg | 17 | 9 | 9 | <5 | 17 | 22 | 12.38 |
| Pd | 155 | 121 | 121 | 11 | 146 | 263 | 136.17 |
| Pt | 28 | 8 | 8 | 7 | 37 | 41 | 21.50 |
| Re | 2 | 6 | 6 | <1 | 5 | 18 | 6.25 |

D.7 Composition des métacumulats à olivine et cpx poecilitique minéralisés

| # Échantillon | C-04-43 | C-04-44 | C-04-32 | C-04-33 | C-04-38 | C-04-39 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-09 | WR-03-09 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-04-48 | WR-04-48 |
| Remarque | SM | SMM | SD | SD | SM | SM |
| SiO ₂ (% pds) | 25,52 | 4,59 | 28,43 | 32,76 | 27,37 | 27,58 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,03 | 0,2 | 0,25 | 0,13 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 2,81 | 0,59 | 3,36 | 4,26 | 2,97 | 3,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 38,04 | 68,55 | 28,92 | 24,07 | 33,66 | 32,59 |
| FeO* | 8,08 | 5,73 | 8,41 | 4,28 | 11,39 | 10,57 |
| Fe(s)* | 20,32 | 43,48 | 13,69 | 13,51 | 14,70 | 14,58 |
| MnO | 0,1 | 0,05 | 0,14 | 0,14 | 0,12 | 0,14 |
| MgO | 15,65 | 1,8 | 20,1 | 21,35 | 20,06 | 20,18 |
| CaO | 2,83 | 1,96 | 1,88 | 3,19 | 2,34 | 2,34 |
| Na ₂ O | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,37 | 0,05 | 0,36 | 0,40 | 0,41 | 0,61 |
| C | 0,03 | 0,31 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| S | 14,73 | 31,11 | 10,84 | 9,99 | 10,22 | 10,2 |
| LOI | 9,6 | 13,4 | 10,7 | 9,7 | 10,8 | 10,9 |
| Total** | 100,28 | 103,15 | 98,28 | 99,97 | 100,59 | 100,50 |
| As (ppm) | <0,1 | <0,1 | 2,4 | 2,1 | <0,1 | <0,1 |
| B | 7 | 2 | 38 | 35 | 42 | 49 |
| Ba | 5 | 12 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| Be | 0,1 | 0,2 | <0,1 | <0,1 | 0,1 | <0,1 |
| Bi | 0,69 | 1,26 | 1,4 | 1,24 | 0,93 | 0,92 |
| Cd | 1,15 | 2,64 | 2,32 | 1,71 | 2,57 | 2,72 |
| Ce | 2,8 | 1,8 | 2,1 | 3,8 | 1,5 | 2,8 |
| Co | 672,5 | 1368 | 622,9 | 507 | 503,7 | 501,6 |
| Cr | 1731,9 | 74,4 | 841,6 | 1280,4 | 805,6 | 902,2 |
| Cs | <0,1 | <0,1 | 1 | 1 | 0,9 | 1,1 |
| Cu | 8387,89 | 12900 | 15700 | 7486,11 | 4578 | 5707,58 |
| Dy | 0,51 | 0,09 | 0,68 | 0,97 | 0,53 | 0,76 |
| Er | 0,38 | 0,07 | 0,46 | 0,57 | 0,38 | 0,56 |
| Eu | 0,18 | <0,05 | 0,21 | 0,21 | 0,19 | 0,26 |
| Ga | 4,3 | 1,9 | 4,1 | 4,5 | 4,5 | 5 |
| Gd | 0,72 | 0,18 | 0,64 | 0,74 | 0,48 | 0,78 |
| Ge | 0,7 | 1,2 | 0,5 | 0,4 | 0,5 | 0,5 |
| Hf | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Ho | 0,14 | <0,05 | 0,19 | 0,19 | 0,12 | 0,2 |
| In | 0,12 | 0,26 | 0,16 | 0,14 | 0,23 | 0,23 |
| La | 1,3 | 1,7 | 0,9 | 2,1 | 0,5 | 1,1 |
| Li | 4,8 | 2 | 7,3 | 10,1 | 5,5 | 5,5 |
| Lu | 0,06 | 0,02 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,07 |
| Mn | 435 | 261 | 862 | 770 | 711 | 741 |

SM = sulfures matriciels, SMM = sulfures massifs magmatiques, SD = sulfures disséminés

D.7 Composition des métacumulats à olivine et cpx poecilitique minéralisés (suite)

| # Échantillon | C-04-43 | C-04-44 | C-04-32 | C-04-33 | C-04-38 | C-04-39 |
|---------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-09 | WR-03-09 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-04-48 | WR-04-48 |
| Remarque | SM | SMM | SD | SD | SM | SM |
| Mo (ppm) | 1.04 | 3.64 | 0.52 | 0.82 | 0.25 | 0.36 |
| Nb | 1.1 | <0.5 | 0.7 | 1.2 | <0.5 | 0.8 |
| Nd | 2.1 | 0.7 | 1.7 | 1.9 | 0.8 | 2.5 |
| Ni | 30600 | 60100 | 34500 | 23700 | 11400 | 11650 |
| Pb | 7.89 | 20.1 | 7.81 | 7.33 | 15.5 | 15.51 |
| Pr | 0.38 | 0.18 | 0.23 | 0.41 | 0.2 | 0.52 |
| Rb | <0.5 | 0.5 | 2.3 | 1.8 | 1.3 | 2.6 |
| Sb | 0.02 | 0.09 | 0.03 | 0.02 | 0.15 | 0.17 |
| Sc | 10 | 1 | 13 | 15 | 13 | 13 |
| Se | 28.4 | 46.3 | 29.6 | 20.9 | 14.7 | 13.5 |
| Sm | 0.5 | <0.1 | 0.4 | 0.5 | 0.3 | 0.6 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 3.3 | 7.8 | 5.9 | 6.9 | 6.4 | 7.1 |
| Ta | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Tb | 0.12 | 0.02 | 0.15 | 0.16 | 0.1 | 0.16 |
| Te | 1.94 | 2.36 | 2.59 | 2.26 | 0.57 | 0.59 |
| Th | 0.1 | 0.4 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.3 |
| Ti | 0.38 | 0.32 | 0.25 | 0.16 | 0.18 | 0.18 |
| Tm | 0.07 | <0.05 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.08 |
| U | <0.1 | 0.2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| V | 94 | 84 | 98 | 111 | 84 | 112 |
| W | <0.1 | <0.1 | 0.4 | <0.1 | 0.1 | 0.2 |
| Y | 3.6 | 0.6 | 4.5 | 5.5 | 3.8 | 5.3 |
| Yb | 0.32 | <0.05 | 0.52 | 0.64 | 0.35 | 0.4 |
| Zn | 86 | 228.6 | 66.1 | 54.9 | 55 | 54.8 |
| Zr | 10.9 | 1.8 | 11 | 14.6 | 6.8 | 13.6 |
| Ag (ppb) | 2035 | 3668 | 4815 | 2375 | 1572 | 1780 |
| Au | 62.3 | 3.9 | 222.1 | 158.4 | 13.7 | 12.7 |
| Hg | 199 | 534 | 182 | 160 | 104 | 98 |
| Pd | 2042 | 1669 | 3377 | 2137 | 682 | 835 |
| Pt | 536 | 419 | 434 | 385 | 62 | 108 |
| Re | 86 | 208 | 88 | 88 | 55 | 50 |

D.8 Composition des metabordures figées

| # Échantillon | S-04-12 | 26725 | C-04-45 | C-04-34 | C-04-48 |
|--------------------------------|---------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | Surface | WR-03-08 | WR-03-09 | WR-03-14 | WR-04-23 |
| Remarque | - | - | - | - | - |
| SiO ₂ (% pds) | 45,65 | 39,11 | 47,27 | 43,48 | 40,73 |
| TiO ₂ | 0,44 | 0,48 | 0,32 | 0,52 | 0,52 |
| Al ₂ O ₃ | 6,61 | 7,47 | 6,02 | 6,79 | 8,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,80 | 18,86 | 9,91 | 12,29 | 14,75 |
| FeO* | 10,64 | 9,36 | 8,94 | 8,80 | 8,48 |
| Fe(s)* | - | 5,92 | - | 1,77 | 3,74 |
| MnO | 0,17 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 0,26 |
| MgO | 20,27 | 18,23 | 21,86 | 20,55 | 20,55 |
| CaO | 9,52 | 8,24 | 8,94 | 9,02 | 8,26 |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,26 | 0,05 | 0,18 | 0,11 |
| K ₂ O | 0,04 | <0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,1 | 0,03 | 0,14 | 0,06 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,27 | 0,35 | 0,43 | 0,35 | 0,34 |
| C | - | - | 0,04 | 0,04 | 0,02 |
| S | - | 4,39 | 0,29 | 1,41 | 2,54 |
| LOI | 4,80 | 5,9 | 4,9 | 5,6 | 6 |
| Total | 98,52 | 99,97 | 99,27 | 98,85 | 99,75 |
| As (ppm) | 0,20 | 11,7 | 31,3 | 0,4 | 72 |
| B | 2 | 2 | 4 | 3 | 2 |
| Ba | 6 | 21 | 5 | 6 | 5 |
| Be | 0,10 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,4 |
| Bi | <0,02 | 0,27 | 0,02 | 0,3 | 0,07 |
| Cd | 0,06 | 0,36 | 0,03 | 1,07 | 0,15 |
| Ce | 6,0 | 8,7 | 3,2 | 14,7 | 6,6 |
| Co | 46,3 | 247,2 | 70,7 | 97,5 | 99,7 |
| Cr | 1143,7 | 1679,8 | 2691 | 1614,8 | 1846,4 |
| Cs | 1,2 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,6 |
| Cu | 40,58 | 4117,01 | 73,22 | 3933,69 | 524,7 |
| Dy | 2,03 | 1,51 | 1,07 | 1,76 | 1,81 |
| Er | 1,21 | 0,9 | 0,68 | 1,22 | 1,14 |
| Eu | 0,33 | 0,5 | 0,22 | 0,53 | 0,5 |
| Ga | 8,4 | 10,3 | 9,5 | 7,7 | 10,2 |
| Gd | 1,64 | 1,76 | 1,16 | 1,77 | 1,65 |
| Ge | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| Hf | 0,80 | 0,9 | <0,5 | 1,7 | 0,9 |
| Ho | 0,35 | 0,33 | 0,23 | 0,39 | 0,4 |
| In | <0,02 | 0,04 | <0,02 | 0,04 | <0,02 |
| La | 2,9 | 4,9 | 1 | 10 | 3,5 |
| Li | 17,3 | 9,3 | 8 | 3,4 | 14,3 |
| Lu | 0,17 | 0,14 | 0,1 | 0,14 | 0,19 |
| Mn | 589 | 609 | 562 | 577 | 1057 |

D.8 Composition des metabordures figées (suite)

| # Échantillon | S-04-12 | 26725 | C-04-45 | C-04-34 | C-04-48 |
|---------------|---------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | 442804 | WR-03-08 | WR-03-09 | WR-03-14 | WR-04-23 |
| Remarque | - | - | - | - | - |
| Mo (ppm) | 0.09 | 0.85 | 0.15 | 0.41 | 0.85 |
| Nb | 1.30 | 4.1 | 1 | 15.3 | 3.3 |
| Nd | 4.4 | 4.3 | 1.8 | 5.7 | 3.7 |
| Ni | 737 | 9600 | 1046 | 2401 | 2007 |
| Pb | 0.17 | 2.54 | 0.2 | 0.95 | 1.64 |
| Pr | 0.88 | 0.97 | 0.36 | 1.48 | 0.86 |
| Rb | 0.6 | 0.9 | <0.5 | <0.5 | 1.7 |
| Sb | 0.02 | 0.1 | 0.03 | 0.05 | <0.02 |
| Sc | 1.8 | 1.6 | 18 | 23 | 26 |
| Se | 0.1 | 6.4 | 0.7 | 1.7 | 1.9 |
| Sm | 1.3 | 1.3 | 0.5 | 1.5 | 1 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 10.4 | 11.6 | 8.7 | 14.3 | 9 |
| Ta | 0.10 | 0.2 | <0.1 | 0.3 | 0.2 |
| Tb | 0.24 | 0.26 | 0.18 | 0.4 | 0.3 |
| Te | <0.02 | 0.3 | 0.05 | 0.42 | 0.03 |
| Th | 0.70 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.3 |
| Tl | <0.02 | 0.05 | <0.02 | <0.02 | 0.07 |
| Tm | 0.21 | 0.14 | 0.07 | 0.19 | 0.16 |
| U | 0.10 | <0.1 | <0.1 | 0.2 | 0.1 |
| V | 156 | 161 | 120 | 171 | 192 |
| W | 0.20 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.2 |
| Y | 11.7 | 10.1 | 6.4 | 12.2 | 11.3 |
| Yb | 1.03 | 1.06 | 0.67 | 0.89 | 1.1 |
| Zn | 45.4 | 70.6 | 43.4 | 79.4 | 65.9 |
| Zr | 24.3 | 24.6 | 17.5 | 58.8 | 31.9 |
| Ag (ppb) | 10 | 1133 | 25 | 760 | 194 |
| Au | <0.2 | 11.9 | 5.9 | 1.8 | 0.8 |
| Hg | <5 | 45 | 7 | 47 | 78 |
| Pd | <10 | 504 | 10 | 428 | 60 |
| Pt | 6 | 66 | 4 | 68 | 18 |
| Re | 1.0 | 34 | 2 | 5 | 5 |

D.8 Composition des metabordures figées (suite)

| # Échantillon | C-04-49 | C-05-61 | C-05-64 | C-05-59 | Moyenne |
|--------------------------------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-04-23 | WR-05-96 | WR-05-97 | WR-05-102 | n = 10 |
| Remarque | SD | - | - | - | - |
| SiO ₂ (% pds) | 41,62 | 41,66 | 43,17 | 44,74 | 42,43 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,46 | 0,5 | 0,32 | 0,48 |
| Al ₂ O ₃ | 9,2 | 7,62 | 8,37 | 5,19 | 7,65 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,13 | 11,79 | 11,91 | 12,13 | 13,23 |
| FeO* | 11,84 | 9,40 | 10,74 | 9,58 | 9,65 |
| Fe(s)* | - | 0,95 | - | 1,05 | 3,10 |
| MnO | 0,28 | 0,15 | 0,18 | 0,13 | 0,19 |
| MgO | 20,28 | 23,48 | 20,12 | 23,21 | 20,72 |
| CaO | 8,53 | 7,1 | 9,69 | 6,7 | 8,54 |
| Na ₂ O | 0,11 | 0,06 | 0,27 | 0,04 | 0,15 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,07 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,34 | 0,42 | 0,24 | 0,41 | 0,35 |
| C | 0,01 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,03 |
| S | 0,17 | 0,67 | 0,01 | 0,74 | 1,35 |
| LOI | 5,7 | 6,9 | 5,4 | 6,9 | 5,77 |
| Total | 98,74 | 99,03 | 98,81 | 99,09 | 100,54 |
| As (ppm) | 113,9 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 45,86 |
| B | 3 | 12 | 2 | 25 | 4,00 |
| Ba | 7 | 6 | 5 | 5 | 7,86 |
| Be | 0,2 | <0,1 | 0,1 | <0,1 | 0,20 |
| Bi | 0,06 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,14 |
| Cd | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,25 |
| Ce | 6,3 | 4,4 | 5,6 | 3,4 | 7,07 |
| Co | 85,3 | 76,2 | 49,7 | 105,9 | 103,76 |
| Cr | 1822,7 | 1596 | 517,8 | 1548,7 | 1681,21 |
| Cs | 1,1 | 1,1 | 0,8 | 0,6 | 0,63 |
| Cu | 245,84 | 125,58 | 54,26 | 58,41 | 1296,33 |
| Dy | 2,26 | 1,79 | 2,26 | 1,21 | 1,78 |
| Er | 1,36 | 1,06 | 1,28 | 0,69 | 1,09 |
| Eu | 0,47 | 0,45 | 0,44 | 0,27 | 0,44 |
| Ga | 11,5 | 8,5 | 8,3 | 6,2 | 9,43 |
| Gd | 1,61 | 1,33 | 1,53 | 1,03 | 1,54 |
| Ge | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,11 |
| Hf | 1,1 | 0,9 | 0,9 | <0,5 | 1,07 |
| Ho | 0,48 | 0,37 | 0,44 | 0,29 | 0,38 |
| In | <0,02 | 0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,03 |
| La | 2,9 | 1,7 | 2,1 | 1,3 | 3,73 |
| Li | 15,5 | 13,9 | 24,4 | 9,1 | 12,69 |
| Lu | 0,2 | 0,17 | 0,17 | 0,09 | 0,16 |
| Mn | 1160 | 670 | 633 | 697 | 752,57 |

SD = sulfures disséminés

D.8 Composition des metabordures figées (suite)

| # Échantillon | C-04-49 | C-05-61 | C-05-64 | C-05-59 | Moyenne |
|---------------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| Localisation | WR-04-23 | WR-05-96 | WR-05-97 | WR-05-102 | n = 10 |
| Remarque | SD | - | - | - | - |
| Mo (ppm) | 0.27 | 0.1 | 0.09 | 0.06 | 0.39 |
| Nb | 2.6 | 1.4 | 1.7 | 1.1 | 4.20 |
| Nd | 4.5 | 3.1 | 3.7 | 2.3 | 3.83 |
| Ni | 1099 | 1197 | 607 | 1417 | 2565.29 |
| Pb | 1.39 | 0.54 | 1.05 | 0.53 | 1.19 |
| Pr | 0.84 | 0.66 | 0.77 | 0.47 | 0.85 |
| Rb | 2.5 | 2 | 1.8 | 1.9 | 1.78 |
| Sb | 0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.02 | 0.05 |
| Sc | 31 | 25 | 35 | 20 | 22.80 |
| Se | 0.4 | 0.4 | 0.1 | 0.9 | 1.66 |
| Sm | 1.4 | 1 | 1.1 | 0.9 | 1.11 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sr | 10.1 | 15.5 | 18.4 | 14.3 | 12.51 |
| Ta | 0.2 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.20 |
| Tb | 0.33 | 0.24 | 0.33 | 0.18 | 0.29 |
| Te | 0.09 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | 0.18 |
| Th | <0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.27 |
| Ti | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.05 |
| Tm | 0.2 | 0.36 | 0.18 | 0.11 | 0.19 |
| U | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.15 |
| V | 214 | 164 | 197 | 132 | 174.14 |
| W | <0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.13 |
| Y | 12.6 | 9.9 | 11.1 | 7.1 | 10.51 |
| Yb | 1.11 | 0.9 | 1.13 | 0.73 | 0.98 |
| Zn | 69.3 | 47.5 | 53.2 | 49.9 | 61.33 |
| Zr | 30.2 | 21.4 | 25.6 | 16.2 | 30.00 |
| Ag (ppb) | 80 | 38 | 18 | 23 | 321.14 |
| Au | 2.4 | 0.8 | 0.4 | 1.5 | 3.43 |
| Hg | 10 | 24 | <5 | 18 | 35.17 |
| Pd | 31 | 19 | <10 | <10 | 175.33 |
| Pt | 10 | 7 | 3 | 4 | 25.14 |
| Re | 1 | 2 | 2 | 1 | 7.29 |

D.9 Composition des autres types de roches

| # Échantillon | C-04-31 | C-04-42 | C-04-40 | C-04-23 | C-04-24 | C-04-25 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-14 | WR-03-09 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 |
| Remarque | SD SAC | SM SAC | SMR | SMR | SMR | SMR |
| SiO ₂ (% pds) | 42,29 | 26,49 | 15,18 | 0,94 | 2,46 | 1,89 |
| TiO ₂ | 0,53 | 0,12 | 0,84 | 0,02 | 0,05 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 8,12 | 3,01 | 4,08 | 0,19 | 0,03 | 0,13 |
| Fe ₂ O ₃ | 16,32 | 35,67 | 51,13 | 81,48 | 79,67 | 79,57 |
| FeO* | 13,57 | 4,95 | 10,09 | 4,55 | 9,04 | 7,31 |
| Fe(s)* | 0,89 | 21,10 | 27,92 | 53,43 | 48,68 | 49,96 |
| MnO | 0,2 | 0,11 | 0,09 | 0,02 | 0,08 | 0,05 |
| MgO | 16,84 | 16,41 | 3,46 | 0,22 | 0,01 | 0,19 |
| CaO | 10,21 | 3,95 | 8,16 | 0,12 | 1,14 | 0,28 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,01 | 1,06 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,28 | 0,37 | 0,01 | 0,08 | 0,02 | 0,05 |
| C | 0,02 | 0,15 | 0,12 | 0,04 | 0,16 | 0,03 |
| S | 0,8 | 15,22 | 19,41 | 35,84 | 32,86 | 33,63 |
| LOI | 4,2 | 9,1 | 11,9 | 14 | 13,3 | 14,5 |
| Total** | 98,17 | 101,04 | 102,40 | 109,51 | 107,90 | 108,11 |
| As (ppm) | 14,4 | <0,1 | 5 | 5,7 | 7,2 | 5,6 |
| B | 3 | 10 | 2 | <1 | 12 | 1 |
| Ba | 5 | 5 | 32 | 6 | 5 | 32 |
| Be | 0,1 | 0,1 | 0,9 | 0,1 | 0,2 | 0,1 |
| Bi | 0,19 | 0,8 | 0,74 | 1,32 | 1,08 | 0,84 |
| Cd | 0,23 | 1,81 | 1,05 | 9,03 | 4,21 | 3,52 |
| Ce | 9,3 | 1,9 | 170,9 | 0,8 | 2,6 | 1,5 |
| Co | 107,4 | 659,8 | 623,4 | 960,6 | 715,5 | 757,4 |
| Cr | 1814,4 | 1685,1 | 24,1 | 202,6 | 84,1 | 99,8 |
| Cs | 0,5 | 0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,3 |
| Cu | 2944,05 | 8733,65 | 9736,94 | 4581,29 | 10200 | 5280,55 |
| Dy | 2,32 | 0,55 | 6,08 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| Er | 1,35 | 0,37 | 2,87 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| Eu | 0,55 | 0,13 | 2,5 | <0,05 | <0,05 | 0,06 |
| Ga | 9,3 | 3,7 | 10,6 | 0,8 | 2 | 1,3 |
| Gd | 1,57 | 0,53 | 8,24 | <0,05 | 0,1 | 0,11 |
| Ge | 0,1 | 0,6 | 0,7 | 0,6 | 1,7 | 0,9 |
| Hf | 1 | <0,5 | 3,8 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Ho | 0,47 | 0,15 | 1,18 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| In | 0,02 | 0,16 | 0,16 | 0,31 | 0,6 | 0,34 |
| La | 5,2 | 1 | 109 | 0,25 | 1,8 | 0,8 |
| Li | 11,4 | 5,4 | 3,6 | 0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Lu | 0,18 | 0,06 | 0,28 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| Mn | 670 | 494 | 249 | 130 | 497 | 271 |

SD SAC = sulfures disséminés dans un schiste à actinote-chlorite, SM SAC = sulfures matriciels dans un schiste à actinote-chlorite, SMR = sulfures magmatiques remobilisés (massifs)

D.9 Composition des autres types de roche (suite)

| # Échantillon | C-04-31 | C-04-42 | C-04-40 | C-04-23 | C-04-24 | C-04-25 |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-14 | WR-03-09 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 |
| Remarque | SD SAC | SM SAC | SMR | SMR | SMR | SMR |
| Mo (ppm) | 1.22 | 2.43 | 3.54 | 11.29 | 11.44 | 10.49 |
| Nb | 4.8 | 0.5 | 97.8 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Nd | 4.7 | 1.2 | 61 | 0.2 | 0.5 | 0.2 |
| Ni | 2630 | 29700 | 20400 | 18867 | 15541 | 19844 |
| Pb | 1.55 | 9.15 | 12.2 | 10.31 | 12.15 | 7.51 |
| Pr | 1.02 | 0.3 | 16.82 | 0.04 | 0.22 | 0.13 |
| Rb | 1.3 | <0.5 | 0.5 | 0.6 | <0.5 | 1.7 |
| Sb | 0.04 | 0.03 | 0.69 | 0.53 | 0.62 | 0.87 |
| Sc | 29 | 11 | 4 | 1 | 1 | 1 |
| Se | 1.6 | 25.6 | 30.2 | 29.4 | 32.5 | 30.6 |
| Sm | 1.3 | 0.3 | 10.3 | <0.1 | 0.3 | 0.1 |
| Sn | <1 | <1 | 1 | 1 | 2 | 2 |
| Sr | 14.6 | 11.2 | 285.5 | 0.8 | 19.8 | 2.2 |
| Ta | 0.1 | <0.1 | 3.2 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Tb | 0.31 | 0.12 | 1.28 | 0.02 | <0.01 | <0.01 |
| Te | 0.11 | 1.69 | 2.04 | 1.9 | 2.41 | 2.07 |
| Th | <0.1 | 0.1 | 3.5 | 0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Tl | 0.02 | 0.42 | 0.37 | 0.06 | 0.21 | 0.12 |
| Tm | 0.19 | 0.07 | 0.41 | <0.05 | <0.05 | <0.05 |
| U | 0.1 | <0.1 | 3.4 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| V | 200 | 82 | 297 | 85 | 226 | 154 |
| W | 0.4 | <0.1 | 0.5 | <0.1 | 0.2 | 0.1 |
| Y | 12.2 | 3.7 | 36.2 | 0.4 | 0.1 | 0.2 |
| Yb | 1.21 | 0.44 | 2.14 | <0.05 | <0.05 | 0.07 |
| Zn | 64.6 | 113.2 | 98 | 543.7 | 291.7 | 263.2 |
| Zr | 37.9 | 9.2 | 188.4 | 0.9 | 0.7 | 1.9 |
| Ag (ppb) | 627 | 2586 | 2718 | 2495 | 4302 | 2532 |
| Au | 1.3 | 280.3 | 1.1 | 12.6 | 14 | 8 |
| Hg | 44 | 226 | 354 | 388 | 640 | 422 |
| Pd | 143 | 1884 | 2266 | 1816 | 2163 | 2368 |
| Pt | 19 | 280 | 409 | 438 | 413 | 357 |
| Re | 12 | 74 | 68 | 212 | 91 | 107 |

D.9 Composition des autres types de roches (suite)

| # Échantillon | C-04-22 | C-04-41 | C-04-21 | C-04-26 | C-04-27 | 26761 | C-04-51 |
|--------------------------------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-11 | WR-04-23 |
| Remarque | SMR CCA | SMR Silt. | SMS | SMS | SMS | LVC | LVC |
| SiO ₂ (% pds) | 31,34 | 16,3 | 56,55 | 25,58 | 18,19 | 23,1 | 23,38 |
| TiO ₂ | 0,78 | 0,71 | 0,64 | 0,46 | 0,23 | 3,45 | 2,48 |
| Al ₂ O ₃ | 16,3 | 5,25 | 15,8 | 9,84 | 5,38 | 6,94 | 6,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 27,11 | 51,81 | 10,04 | 41,06 | 42,76 | 9,51 | 8,35 |
| FeO* | 19,21 | 3,20 | 4,97 | 12,58 | 0,00 | 6,21 | 4,61 |
| Fe(s)* | 4,06 | 33,73 | 3,16 | 18,95 | 30,52 | 1,83 | 2,26 |
| MnO | 0,39 | 0,06 | 0,1 | 0,05 | 0,03 | 0,26 | 0,14 |
| MgO | 11,61 | 1,5 | 1,9 | 1,45 | 0,89 | 4,79 | 3,98 |
| CaO | 1,27 | 4,87 | 3,41 | 7,38 | 2,7 | 31,02 | 27,93 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,84 | 4,18 | 2,02 | 2,05 | 1,29 | 2,56 |
| K ₂ O | 2,07 | 0,95 | 5,24 | 0,48 | 0,21 | 0,19 | 0,07 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,47 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 1,58 | 1,2 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | <0,001 | 0,00 |
| C | 0,04 | 1,62 | 0,17 | 3,53 | 4,5 | - | 5,57 |
| S | 3,28 | 23,46 | 2,08 | 21,71 | 34,97 | 2,1 | 2,59 |
| LOI | 7,4 | 12,8 | 1,8 | 11,1 | 27,3 | 17,4 | 14,3 |
| Total** | 97,95 | 105,77 | 100,06 | 115,18 | 127,01 | 100,16 | 97,90 |
| As (ppm) | 0,2 | 71,5 | 0,1 | 7,8 | 244,1 | 12,3 | 6,7 |
| B | 6 | 2 | 3 | 4 | 1 | 4 | 2 |
| Ba | 1851 | 663 | 2176 | 207 | 73 | 141 | 106 |
| Be | 1,3 | 0,5 | 0,9 | 0,3 | 0,5 | 2 | 1,5 |
| Bi | 0,37 | 0,53 | <0,02 | 0,15 | 0,31 | 0,11 | 0,17 |
| Cd | 1,18 | 2,05 | 0,16 | 1,35 | 3,33 | 1,56 | 0,46 |
| Ce | 64,8 | 127,7 | 71,5 | 43,2 | 18,4 | 375,4 | 216 |
| Co | 76 | 259,3 | 18,7 | 19,2 | 28,8 | 17,9 | 28,1 |
| Cr | 293,1 | 24,8 | 93,7 | 44,9 | 35,3 | 33,6 | 0,8 |
| Cs | 0,8 | <0,1 | 1,5 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,3 |
| Cu | 13000 | 21000 | 142,9 | 486,18 | 99,48 | 132,12 | 199,43 |
| Dy | 2,55 | 3,38 | 2,38 | 1,66 | 1,26 | 11,68 | 10,01 |
| Er | 1,48 | 1,64 | 1,24 | 0,85 | 0,97 | 4,62 | 4,05 |
| Eu | 0,84 | 1,57 | 1,18 | 0,69 | 0,35 | 6,12 | 4,22 |
| Ga | 31,4 | 8,8 | 19 | 15,6 | 7,6 | 21 | 15,3 |
| Gd | 2,6 | 5,06 | 2,77 | 2 | 1,55 | 17,04 | 11,87 |
| Ge | 0,4 | 0,7 | 0,3 | 1 | 0,5 | 0,4 | 0,2 |
| Hf | 4,2 | 2,8 | 3,8 | 1,9 | 0,8 | 8,7 | 12,6 |
| Ho | 0,51 | 0,71 | 0,48 | 0,36 | 0,31 | 1,96 | 1,66 |
| In | 0,28 | 0,08 | <0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,14 | 0,14 |
| La | 29 | 78,1 | 32,8 | 24,1 | 10,4 | 234,3 | 148,1 |
| Li | 16,1 | 2 | 2,3 | 0,5 | 0,1 | 12,1 | 5,1 |
| Lu | 0,22 | 0,2 | 0,19 | 0,13 | 0,2 | 0,47 | 0,38 |
| Mn | 2874 | 178 | 526 | 144 | 62 | 2127 | 1165 |

SMR CCA = sulfures magmatiques disséminés remobilisés dans une cornéenne à chlorite-actinote, SMR silt. = sulfures magmatiques bréchiques remobilisés dans un siltstone, SMS = sulfures massifs (semi-massifs) sédimentaires, LC = litharénite carbonatisée.

D.9 Composition des autres types de roche (suite)

| # Échantillon | C-04-22 | C-04-41 | C-04-21 | C-04-26 | C-04-27 | 26761 | C-04-51 |
|---------------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-11 | WR-04-23 |
| Remarque | SMR CCA | SMR Silt. | SMS | SMS | SMS | LC | LC |
| Mo (ppm) | 2.62 | 25.27 | 3.03 | 25.17 | 38.38 | 2.76 | 3.55 |
| Nb | 13.8 | 79.4 | 11 | 7.3 | 3.8 | 314.4 | 198.3 |
| Nd | 19.5 | 42.3 | 24.6 | 16.5 | 7.5 | 139.9 | 66.7 |
| Ni | 1793 | 13350 | 39 | 3300 | 221 | 25.9 | 22 |
| Pb | 2.68 | 46.95 | 3.45 | 23.57 | 14.15 | 15.42 | 19.44 |
| Pr | 6.21 | 12.7 | 7.13 | 4.87 | 2.22 | 37.63 | 20.2 |
| Rb | 22 | 15.3 | 72 | 5.7 | 2.8 | 3.8 | 1.7 |
| Sb | 0.05 | 0.39 | 0.07 | 0.14 | 3.74 | 0.14 | 0.27 |
| Sc | 16 | 6 | 12 | 8 | 6 | 7 | 13 |
| Se | 3.2 | 11.8 | 2.7 | 30.6 | 14.7 | 0.6 | 1 |
| Sm | 3.7 | 6.7 | 4.4 | 2.6 | 1.6 | 22.9 | 12.9 |
| Sn | 3 | <1 | <1 | <1 | <1 | 3 | 3 |
| Sr | 40 | 115.8 | 183.1 | 37.1 | 19.1 | 635.8 | 644.9 |
| Ta | 1.1 | 2.4 | 0.9 | 0.6 | 0.3 | 9.2 | 5.3 |
| Tb | 0.49 | 0.77 | 0.44 | 0.26 | 0.21 | 2.32 | 1.75 |
| Te | 0.27 | 0.42 | 0.03 | 0.03 | 0.46 | 0.07 | 0.04 |
| Th | 13.6 | 5 | 11.5 | 6.4 | 3.4 | 19.6 | 4.9 |
| Ti | 0.15 | 0.28 | 0.04 | 0.04 | 0.35 | 0.05 | 0.07 |
| Tm | 0.21 | 0.26 | 0.2 | 0.11 | 0.17 | 0.6 | 0.51 |
| U | 3.3 | 11.1 | 3.7 | 9 | 17.2 | 6.2 | 5.3 |
| V | 134 | 299 | 117 | 270 | 417 | 415 | 307 |
| W | 1 | 0.9 | 0.3 | 0.9 | 0.3 | 1.3 | 0.9 |
| Y | 15.4 | 20.6 | 13.3 | 9.3 | 10.1 | 60 | 45 |
| Yb | 1.35 | 1.26 | 1.22 | 0.73 | 0.82 | 3.53 | 2.74 |
| Zn | 232 | 434.1 | 63.9 | 221.2 | 750.7 | 288.4 | 118.7 |
| Zr | 123.8 | 136.9 | 115.5 | 75.5 | 31 | 374.8 | 421.3 |
| Ag (ppb) | 3454 | 5251 | 57 | 756 | 1143 | 97 | 242 |
| Au | 5.5 | 1.8 | 0.6 | 0.8 | 0.4 | 3.4 | 2.9 |
| Hg | 83 | 711 | 41 | 399 | 2997 | 170 | 174 |
| Pd | 449 | 404 | <10 | 16 | <10 | <10 | <10 |
| Pt | 83 | 34 | <2 | 6 | 9 | <2 | <2 |
| Re | 4 | 72 | 11 | 155 | 114 | <1 | 2 |

* Tout le fer était indiqué dans les résultats d'analyse en Fe_2O_3 . Il a donc été recalculé sous la forme FeO . Pour les échantillons avec $>0.3\%$ S nous avons considéré la proportion de fer présente dans les sulfures Fe(S) . $\text{FeO} = [\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.699 - \text{Fe(S)}] \times 1.29$ et $\text{Fe(S)} = 1.527\text{S} - 0.6592\text{Cu}/10\,000 - 0.5285\text{Ni}/10\,000$.

Dans le cas des échantillons sédimentaires, les sulfures sont principalement de la pyrite sauf pour l'échantillon C-04-21. La formule suivante est donc utilisée : $\text{Fe(S)} = \text{S}/(32 \times 2) \times 55.85$.

** Le total est généralement plus élevé pour les échantillons riches en soufre ($>10\%$ S) car une certaine quantité de soufre se retrouve en trop dans le LOI (perte au feu). Les résultats du LOI ne font pas de distinction entre S, C et H_2O .

Note : Il peut arriver que le % de S ne correspond pas au % de sulfures observé en lame mince. Ceci est dû au fait que pour diverses raisons, certains échantillons destinés à l'analyse n'ont pas pu être collectés à l'endroit exact d'où la lame mince provenait. Ces échantillons permettent quand même de déterminer la composition des silicates dans la roche hôte à la minéralisation.

APPENDICE E

TABLEAUX DE LA COMPOSITION DES SULFURES

E.1 Concentration des éléments chalcophiles dans les komatiites recalculée à 100% sulfures

| Type de roche | oC ^m | Orthocumulat à ol et cpx poecilitiques | | Métacumulat à olivine et clinopyroxènes poecilitiques | | | | | Métabordure figée | | | | |
|---------------|-----------------|--|----------|---|----------|----------|----------|-----------|-------------------|----------|----------|----------|-----------|
| # Échantillon | C-05-53 | C-04-36 | C-04-37 | 20787 | C-04-04 | C-04-05 | C-05-66 | C-05-57 | 26725 | C-04-34 | C-04-48 | C-05-61 | C-05-59 |
| Localisation | WR-04-71 | WR-04-48 | WR-04-48 | WR-03-08 | WR-04-55 | WR-04-55 | WR-05-98 | WR-05-100 | WR-03-08 | WR-03-14 | WR-04-23 | WR-05-96 | WR-05-102 |
| S (%) | 35.94 | 36.13 | 38.37 | 37.35 | 36.36 | 36.36 | 36.03 | 37.24 | 37.56 | 37.00 | 38.89 | 38.20 | 38.17 |
| Fe(S) | 43.92 | 44.84 | 54.53 | 49.95 | 45.24 | 45.24 | 43.65 | 49.13 | 50.70 | 46.37 | 57.23 | 54.26 | 54.22 |
| Ni | 17.75 | 16.94 | 4.76 | 9.90 | 14.14 | 14.14 | 15.50 | 9.59 | 8.21 | 6.30 | 3.07 | 6.83 | 7.31 |
| Cu | 2.39 | 2.10 | 2.34 | 2.81 | 4.26 | 4.26 | 4.82 | 4.03 | 3.52 | 10.32 | 0.80 | 0.72 | 0.30 |
| Co | 0.94 | 0.93 | 0.25 | 0.38 | 0.66 | 0.66 | 0.64 | 0.30 | 0.21 | 0.26 | 0.15 | 0.43 | 0.55 |
| Bi (ppm) | 1.26 | 1.76 | 2.12 | 1.28 | 2.20 | 2.20 | 3.95 | 4.81 | 2.31 | 7.87 | 1.07 | <0.02 | <0.02 |
| Cd | 1.89 | 13.22 | 11.95 | 7.34 | 8.26 | 8.26 | 11.35 | 6.59 | 3.08 | 28.08 | 2.30 | 3.42 | 3.09 |
| Mo | 5.67 | 12.34 | 3.19 | 7.34 | 6.61 | 6.61 | 10.36 | 5.17 | 7.27 | 10.76 | 13.01 | 5.70 | 3.09 |
| Pb | 39.09 | 56.40 | 36.91 | 50.12 | 29.20 | 29.20 | 22.70 | 25.66 | 21.73 | 24.93 | 25.11 | 30.79 | 27.34 |
| Se | 56.74 | 52.87 | 45.14 | 44.69 | 66.11 | 66.11 | 78.97 | 55.23 | 54.76 | 44.62 | 29.09 | 22.81 | 46.42 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Te | 5.04 | 6.17 | 0.80 | 5.11 | 4.41 | 4.41 | 6.91 | 4.28 | 2.57 | 11.02 | 0.46 | <0.02 | <0.02 |
| Zn | 1595 | 2062 | 535 | 1360 | 2352 | 2352 | 1826 | 1229 | 604 | 2084 | 1009 | 2708 | 2574 |
| Ag (ppb) | 7566 | 8460 | 5297 | 10981 | 9861 | 9861 | 14363 | 8677 | 9695 | 19946 | 2970 | 2167 | 1186 |
| Au | 164 | 97 | 333 | 425 | 83 | 83 | 874 | 335 | 102 | 47 | 12 | 46 | 77 |
| Pd | 3909 | 1939 | 2483 | 4948 | 6666 | 6666 | 7206 | 4686 | 4313 | 11233 | 919 | 1083 | <10 |
| Pt | 1198 | 441 | 279 | 894 | 441 | 441 | 1826 | 731 | 565 | 1785 | 276 | 399 | 206 |
| Re | 126 | 352 | 252 | 64 | 331 | 331 | 247 | 321 | 291 | 131 | 77 | 114 | 52 |
| Cu/Pd | 6120 | 10824 | 9424 | 5677 | 6398 | 6398 | 6683 | 8609 | 8169 | 9191 | 8745 | 6609 | >5841 |
| Ni/Cu | 7.42 | 8.07 | 2.04 | 3.52 | 3.31 | 3.31 | 3.22 | 2.38 | 2.33 | 0.61 | 3.83 | 9.53 | 24.26 |
| Pd/Pt | 3.26 | 4.40 | 8.90 | 5.54 | 15.13 | 15.13 | 3.95 | 6.41 | 7.64 | 6.29 | 3.33 | 2.71 | <2.5 |

oC^m = mésocumulat à olivine

E.2 Concentration des éléments chalcophiles dans les basaltes komatiitiques et ophitiques recalculée à 100% sulfures

| Type de roche | Basalte komatiitique et metabasalte komatiitique | | | | Basalte ophitique | | | | |
|-----------------|--|----------|----------|----------|-------------------|----------|----------|----------|----------|
| # Échantillon | C-04-28 | C-04-29 | C-04-47 | C-04-50 | S-04-13 | C-04-18 | C-04-19 | C-04-20 | C-04-30 |
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-04-23 | WR-04-23 | Surface | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-14 |
| S (%) | 37.63 | 38.29 | 39.26 | 39.35 | 39.52 | 39.54 | 39.47 | 39.48 | 39.40 |
| Fe(S) | 51.73 | 54.75 | 59.00 | 59.40 | 60.14 | 60.21 | 59.87 | 59.96 | 59.48 |
| Ni | 9.81 | 6.64 | 1.55 | 0.97 | 0.10 | 0.03 | 0.19 | 0.32 | 0.45 |
| Cu | 0.83 | 0.32 | 0.19 | 0.28 | 0.24 | 0.22 | 0.46 | 0.24 | 0.67 |
| Co | 0.86 | 0.46 | 0.14 | 0.13 | 0.27 | 0.09 | 0.14 | 0.12 | 0.27 |
| Bi (ppm) | 10.89 | <0.02 | <0.02 | 0.49 | <0.02 | 0.89 | <0.02 | <0.02 | 1.97 |
| Cd | 152.50 | 23.77 | 35.99 | 12.79 | 3.23 | 3.54 | 6.72 | 10.77 | 11.82 |
| Mo | 28.72 | 11.22 | 33.15 | 3.94 | 11.29 | 15.93 | 20.58 | 6.67 | 32.83 |
| Pb | 1455.70 | 57.44 | 41.66 | 94.45 | 28.23 | 23.01 | 34.02 | 92.80 | 45.97 |
| Se | 19.81 | 19.81 | 30.53 | 14.76 | 48.39 | 26.55 | 29.40 | 20.51 | 39.40 |
| Sn | 99.03 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Te | 10.89 | 1.32 | 1.09 | 0.98 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 | <0.02 |
| Zn | 27846 | 7163 | 6523 | 1813 | 3484 | 2186 | 3011 | 3199.44 | 5299 |
| Ag (ppb) | 8516 | 9639 | 2094 | 3148 | 565 | 856 | 1890 | 1384.37 | 2298 |
| Au | 99 | 40 | -4 | 44 | 40 | 35 | 17 | 30.76 | 46 |
| Pd | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Pt | 792 | 198 | 87 | 98 | <2 | <2 | <2 | 256.37 | <2 |
| Re | 198 | 132 | 87 | 25 | <1 | 59 | 84 | 51.27 | 131 |
| Cu/Pd | >8333 | >4790 | >8721 | >11386 | >2991 | >7539 | >10989 | >4633 | >10204 |
| Ni/Cu | 11.89 | 21.00 | 8.16 | 3.46 | 0.40 | 0.13 | 0.42 | 1.36 | 0.67 |
| Pd/Pt | <1.25 | <3.33 | <2.5 | <2.5 | | | | <2 | |

E.3 Concentration des éléments chalcophiles dans les sulfures magmatiques disséminés, matriciels et massifs

| Type de roche | SD MBF | Sulfures disséminés dans un SAC | | Sulfures disséminés dans un MoC'a | | Sulfures matriciels dans un MoC'a | | | SM SAC | SMM |
|-----------------|-----------|---------------------------------|-----------|-----------------------------------|----------|-----------------------------------|----------|----------|----------|----------|
| # Échantillon | C-04-49 * | C-04-31 | C-04-31 * | C-04-32 | C-04-33 | C-04-43 | C-04-38 | C-04-39 | C-04-42 | C-04-44 |
| Localisation | WR-04-23 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-03-14 | WR-03-09 | WR-04-48 | WR-04-48 | WR-03-09 | WR-03-09 |
| S (%) | 38.48 | 35.62 | 37.78 | 36.68 | 37.53 | 37.82 | 38.54 | 38.46 | 37.90 | 37.99 |
| Fe(S) | 55.36 | 39.56 | 50.66 | 46.34 | 50.75 | 52.17 | 55.44 | 54.99 | 52.53 | 53.09 |
| Ni | 5.07 | 11.71 | 4.60 | 11.67 | 8.90 | 7.86 | 4.30 | 4.39 | 7.40 | 7.34 |
| Cu | 1.09 | 13.11 | 6.97 | 5.31 | 2.81 | 2.15 | 1.73 | 2.15 | 2.17 | 1.58 |
| Co | 0.11 | 0.48 | 0.12 | 0.21 | 0.19 | 0.17 | 0.19 | 0.19 | 0.16 | 0.17 |
| Bi (ppm) | - | 8.46 | - | 4.74 | 4.66 | 1.77 | 3.51 | 3.47 | 1.99 | 1.54 |
| Cd | - | 10.24 | - | 7.85 | 6.42 | 2.95 | 9.69 | 10.26 | 4.51 | 3.22 |
| Mo | - | 54.32 | - | 1.76 | 3.08 | 2.67 | 0.94 | 1.36 | 6.05 | 4.45 |
| Pb | 122.94 | 69.01 | 389.43 | 26.43 | 27.54 | 20.26 | 58.45 | 58.49 | 22.78 | 24.55 |
| Se | - | 71.24 | - | 100.15 | 78.52 | 72.91 | 55.43 | 50.91 | 63.75 | 56.54 |
| Sn | - | <1 | - | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Te | - | 4.90 | - | 8.76 | 8.49 | 4.98 | 2.15 | 2.22 | 4.21 | 2.88 |
| Zn | 492 | 2876 | 389 | 224 | 206 | 221 | 207 | 207 | 282 | 279 |
| Ag (ppb) | - | 27917 | - | 16292 | 8923 | 5224 | 5928 | 6712 | 6439 | 4479 |
| Au | 49 | 58 | 389 | 751 | 595 | 160 | 52 | 48 | 698 | 5 |
| Pd | 6966 | 6367 | - | 11426 | 8029 | 5242 | 2572 | 3149 | 4691 | 2038 |
| Pt | 1828 | 846 | 1728 | 1468 | 1446 | 1376 | 234 | 407 | 697 | 512 |
| Re | - | 534 | - | 298 | 331 | 221 | 207 | 189 | 184 | 254 |
| Cu/Pd | 1567 | 20588 | - | 4649 | 3503 | 4108 | 6713 | 6835 | 4636 | 7729 |
| Ni/Cu | 4.64 | 0.89 | 0.66 | 2.20 | 3.17 | 3.65 | 2.49 | 2.04 | 3.40 | 4.66 |
| Pd/Pt | 3.81 | 7.53 | - | 7.78 | 5.55 | 3.81 | 11.00 | 7.73 | 6.73 | 3.98 |

* Les résultats obtenus par ICP-ES après fusion au peroxyde de sodium (assay) ont également été considérés pour les échantillons C-04-31 et C-04-49 car les échantillons destinés à l'analyse de roche totale (whole rock) n'ont pas pu être collectés à l'endroit exact d'où la lame mince provenait.

SD MBF = sulfures disséminés dans une metabordure figée, SAC = schiste à actinote-chlorite, MoC'a = métacumulat à olivine et clinopyroxène poecilitique, SM SAC = sulfures matriciels dans un schiste à actinote-chlorite, SMM = sulfures massifs magmatiques

E.4 Concentration des éléments chalcophiles dans les sulfures magmatiques remobilisés et dans les sédiments

| Type de roche | SMR CCA | Sulfures massifs magmatiques remobilisés | | | | | SMR silt. | Sulfures massifs (ou semi-massifs) sédimentaires | | | Litharénite volcanique carb. | |
|---------------|----------|--|----------|----------|----------|----------|-----------|--|----------|----------|------------------------------|--|
| # Échantillon | C-04-22 | C-04-40 | C-04-23 | C-04-24 | C-04-25 | C-04-41 | C-04-21 | C-04-26 | C-04-27 | 26761 | C-04-51 | |
| Localisation | WR-03-13 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-09 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-13 | WR-03-11 | WR-04-23 | |
| | | | | | | | | | | | | |
| S (%) | 37.20 | 38.56 | 39.12 | 39.06 | 39.06 | 38.69 | 39.52 | 53.40 | 53.40 | 53.40 | 53.40 | |
| Fe(S) | 46.02 | 55.46 | 58.32 | 57.88 | 58.02 | 55.64 | 60.13 | 46.60 | 46.60 | 46.60 | 46.60 | |
| Ni | 2.03 | 4.05 | 2.06 | 1.85 | 2.30 | 2.20 | 0.07 | 0.81 | 0.03 | 0.07 | 0.05 | |
| Cu | 14.75 | 1.93 | 0.50 | 1.21 | 0.61 | 3.46 | 0.27 | 0.12 | 0.02 | 0.34 | 0.41 | |
| Co | 0.09 | 0.12 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.06 | |
| | | | | | | | | | | | | |
| Bi (ppm) | 4.20 | 1.47 | 1.44 | 1.28 | 0.98 | 0.87 | <0.02 | 0.37 | 0.47 | 2.80 | 3.51 | |
| Cd | 13.38 | 2.09 | 9.86 | 5.00 | 4.09 | 3.38 | 3.04 | 3.32 | 5.08 | 39.67 | 9.48 | |
| Mo | 29.72 | 7.03 | 12.32 | 13.60 | 12.18 | 41.68 | 57.57 | 61.91 | 58.61 | 70.18 | 73.19 | |
| Pb | 30.40 | 24.23 | 11.25 | 14.44 | 8.72 | 77.44 | 65.55 | 57.98 | 21.61 | 392.11 | 400.81 | |
| Se | 36.30 | 59.99 | 32.09 | 38.64 | 35.54 | 19.46 | 51.30 | 75.27 | 22.45 | 15.26 | 20.62 | |
| Sn | 34.03 | 1.99 | 1.09 | 2.38 | 2.32 | <1 | <1 | <1 | <1 | 76.29 | 61.85 | |
| Te | 3.06 | 4.05 | 2.07 | 2.87 | 2.40 | 0.69 | 0.57 | 0.07 | 0.70 | 1.78 | 0.82 | |
| Zn | 2632 | 195 | 593 | 347 | 306 | 716 | 1214 | 544 | 1146 | 7334 | 2447 | |
| | | | | | | | | | | | | |
| Ag (ppb) | 39178 | 5399 | 2723 | 5114 | 2941 | 8661 | 1083 | 1860 | 1745 | 2467 | 4990 | |
| Au | 62 | 2 | 14 | 17 | 9 | 3 | 11 | 2 | 1 | 86 | 60 | |
| Pd | 5093 | 4501 | 1982 | 2571 | 2750 | 666 | <10 | 39 | <10 | <10 | <10 | |
| Pt | 941 | 812 | 478 | 491 | 415 | 56 | <2 | 15 | 14 | <2 | <2 | |
| Re | 45 | 135 | 231 | 108 | 124 | 119 | 209 | 381 | 174 | <1 | 41 | |
| | | | | | | | | | | | | |
| Cu/Pd | 28953 | 4297 | 2523 | 4716 | 2230 | 51980 | >14290 | 30386 | >9948 | >13212 | >19943 | |
| Ni/Cu | 0.14 | 2.10 | 4.12 | 1.52 | 3.76 | 0.64 | 0.27 | 6.79 | 2.22 | 0.20 | 0.11 | |
| Pd/Pt | 5.41 | 5.54 | 4.15 | 5.24 | 6.63 | 11.88 | | 2.67 | <1.11 | | | |

Fe(S) = fer lié au soufre. Les sulfures ont été recalculés à 100% seulement pour les échantillons avec >0.3% S à l'aide de la formule suivante :

$C_{(100\% \text{ sul})} = C_{rt} * 100 / (2.527 * S + 0.3408 * Cu + 0.4715 * Ni)$ où $C_{(100\% \text{ sul})}$ = concentration de l'élément dans 100% sulfures et C_{rt} = concentration de l'élément dans la roche totale. La composition des sulfures est calculée en présumant que ces derniers consistent en une association de pyrrhotite-pentlandite-chalcopryrite et que les éléments chalcophiles sont localisés dans les sulfures.

Les éléments ne montrant pas de corrélation positive avec le S dans les diagrammes de la figure 4.11 ont été retirés de ce tableau.

SMR CCA = sulfures magmatiques disséminés remobilisés dans une cornéenne à chlorite-actinote, SMR silt. = sulfures magmatiques disséminés remobilisés dans un siltstone.

