

Caractérisation pétrologique et géochimique des intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié (Baie-James)

Pape Doudou Tague, Philippe Pagé, Sarah-Jane Barnes,
Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene

MB 2017-06

Avertissement

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Caractérisation pétrologique et géochimique des intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié (Baie-James)

Maîtrise en géologie et génie géologique

Rapport préliminaire

2017-04-12

Un travail réalisé par : **Pape Doudou Tague**

Sous la supervision de :

M. Philippe Pagé, Mme Sarah-Jane Barnes, M. Daniel Bandyayera et M. Yannick Daoudene



**Énergie et Ressources
naturelles**

Québec 

The word 'Québec' is written in a large, black, serif font. To its right is the official logo of the province of Quebec, which consists of four blue squares arranged in a 2x2 grid, each containing a white fleur-de-lis.

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| Liste des figures | iii |
| Résumé | 1 |
| Introduction | 1 |
| Modèle de mise en place des sulfures magmatiques Ni-Cu-EGP..... | 3 |
| <i>Fusion partielle du manteau</i> | 3 |
| <i>Ascension du magma</i> | 3 |
| <i>Effet de la température et de la pression</i> | 3 |
| <i>Ajout d'un contaminant</i> | 5 |
| <i>Enrichissement du magma</i> | 6 |
| Contexte géodynamique de mise en place des gisements de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP.. | 8 |
| Objectifs | 9 |
| Géologie régionale | 10 |
| Nemiscau | 10 |
| Opatica | 11 |
| Géologie locale | 13 |
| Pétrographie | 15 |
| <u>La métapéridotite</u> | 15 |
| <u>La métapyroxénite</u> | 21 |
| <u>La métagabbrobronorite</u> | 28 |
| <i>Métagabbrobronorite minéralisée</i> | 34 |
| <u>La roche felsique</u> | 35 |
| Basaltes amphibolitisés | 38 |
| <u>Minéralisation</u> | 39 |
| Sommaire des observations pétrographiques | 42 |
| Discussion | 43 |
| Travaux à venir | 45 |
| Références | A |

Liste des figures

| | |
|---|----|
| Figure 1: l'encadré rouge représente le secteur à l'étude qui est à cheval entre la Sous-province de Nemiscau au nord et celle de l'Opatica au sud. | 2 |
| Figure 2: Diagramme montrant le contrôle de la pression sur la quantité de soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfure. | 4 |
| Figure 3: Effet d'un contaminant felsique sur la solubilité du soufre dans le magma..... | 6 |
| Figure 4: Enrichissement en métaux lors de la formation des sulfures en fonction du R-factor et du coefficient de partage des éléments..... | 7 |
| Figure 5: Interaction entre le liquide silicaté et le liquide sulfuré. | 8 |
| Figure 6: Distribution des dépôts mondiaux d'EGP (en rouge) et de Ni-Cu (en jaune). Les blocs cratoniques sont illustrés en pointillés noirs et la croûte archéenne est grisé. | 9 |
| Figure 7 : Subdivision des sous-provinces d'Opatica et de Nemiscau..... | 12 |
| Figure 8: Carte géologique détaillée de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. | 14 |
| Figure 9 : Carte géologique de la portion nord-est de la Ceinture de Colomb-Chaboullié..... | 16 |
| Figure 10: A) la métapéridotite en cassure fraîche avec la croûte d'altération brunâtre distinctive. B) veinule de magnétite bordée de serpentine observée dans la métapéridotite. | 17 |
| Figure 11: A) Photo en lumière polarisée, non analysée, d'une métapéridotite où il est possible de distinguer des bandes composées majoritairement de serpentine. | 18 |
| Figure 12: A et B) Photo des affleurements 16-DT-5525 et 26 montrant ce qui semble être un litage magmatique primaire conservé. | 19 |
| Figure 13: A) Photo d'une relique d'olivine en lumière transmise partiellement serpentinisée (iddingsite) B) Relique d'olivine beaucoup plus affectée par l'altération. | 20 |
| Figure 14 : Carte géologique de la portion sud-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. | 22 |
| Figure 15: A et B) aspect de la métapyroxénite en surface où il est possible de distinguer les cristaux d'amphiboles ressortant en relief positif. | 22 |
| Figure 16: A) la photo permet de voir l'importance de la recristallisation dans les roches métapyroxénitiques. | 24 |
| Figure 17: Illustration de la déformation intense observée sur l'affleurement 15-YD-2045 de métapyroxénite. | 25 |

| | |
|--|----|
| Figure 18: Extinction roulante d'un grain d'amphibole dans la 16-DT-5573..... | 26 |
| Figure 19: A) Le carré noir représente la lame mince qui est illustré en B et qui marque le contact entre la métapyroxénite et dyke gabbronoritique..... | 27 |
| Figure 20: A, B et C) les photos montrent les cristaux des pyroxènes pseudomorphosés en amphibole grossiers qui sont retrouvés en surface dans les affleurements de métagabbronorite..... | 29 |
| Figure 21: Cette série de photo a pour objectif de montrer les textures métamorphiques observées dans les unités de métagabbronorite..... | 32 |
| Figure 22: A et B) les photos permettent de voir que le métagabbronorite présente parfois des textures ignées préservées (adcumulat)..... | 33 |
| Figure 23: La planche 18 a pour but de montrer l'assemblage minéralogique de la métagabbronorite minéralisée. | 35 |
| Figure 25: A) la photo montre l'assemblage minéralogique de la roche felsique, qui est majoritairement composée de quartz et de plagioclase..... | 37 |
| Figure 26: A, B et C) basalte coussiné où les coussins sont aplatis et allongés..... | 38 |
| Figure 27: Échantillon de métagabbronorite contenant des sulfures disséminés à environs 10%. 39 | |
| Figure 28: La planche 32 montre les deux types d'oxydes qui sont retrouvés dans les intrusions mafiques/ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboulié. | 40 |
| Figure 29: La planche 24 présente l'assemblage observé (typiquement) dans les sulfures magmatiques; à savoir : pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Ccp), pentlandite (Pn) et +/- pyrite (Py)..... | 41 |
| Figure 30: Carte interprétative de la partie sud-ouest de la ceinture de Colomb-Chaboulié. | 43 |
| Figure 31: Étapes de formation des sulfures magmatiques..... | 44 |

Résumé

Le développement continu dans les industries du transport, de l'électronique ou encore de la chimie favorise une forte demande pour les métaux communs (Ni et Cu) et les métaux du groupe du platine (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, et Pd). Les réserves connues de ces ressources sont limitées. De ce fait, l'exploration pour de nouveaux dépôts (Ni-Cu et éléments du groupe de platine (EGP)) devient un enjeu important pour répondre à cette demande croissante.

Dans cette optique, les intrusions mafiques-ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié ont fait l'objet d'une maîtrise à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) en collaboration avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). La Ceinture de Colomb-Chaboullié est située à la Baie-James, dans la Province du Supérieur et elle est comprise entre les sous-provinces de l'Opatica et de Nemiscau. Elle est constituée d'un ensemble d'unités volcaniques et sédimentaires kilométriques orientées NE-SW à E-W. Certaines de ces unités comprennent des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques ainsi que des roches plutoniques mafiques à ultramafiques. Plusieurs indices de Ni-Cu, Au et Pd-Pt ont été répertoriés dans ce secteur; il pourrait s'agir d'un contexte intéressant d'un point de vue économique pour la formation de minéralisations en Ni-Cu et EGP.

Un travail de cartographie a été réalisé durant l'été 2016 sur ces intrusions mafiques et ultramafiques. Plusieurs observations clés découlant de l'étude de terrain, ainsi qu'une étude pétrographique détaillée de 50 lames minces ont permis de proposer des interprétations préliminaires sur le secteur touchant la lithologie, le métamorphisme et les textures, mais également sur la déformation et la mise en place de la minéralisation.

Les travaux futurs viseront à caractériser la chimie minérale et la géochimie de la roche totale. Ces informations couplées à l'étude pétrographique permettront d'apporter des précisions sur la nature du magma à l'origine de ces intrusions et de préciser leur contexte de mise en place afin d'évaluer le potentiel économique de la Ceinture de Colomb-Chaboullié.

Introduction

Le nickel (Ni) est un métal doté d'une riche combinaison de propriétés. Il est principalement utilisé pour l'élaboration d'acier inoxydable, mais aussi dans l'industrie du transport notamment dans l'aviation moderne (réacteurs).

Intervenant dans le domaine des énergies renouvelables, le cuivre (Cu) apparaît dans toutes les situations où de l'électricité est requise. Il permet également de mettre en place un réseau de télécommunications, et il sert à réguler la température des logements avec le chauffage et l'air climatisé.

Les éléments du groupe de platine (EGP) sont caractérisés par des propriétés communes et particulières : inertie chimique, puissants catalyseurs, point de fusion élevé, résistance à la corrosion et à l'oxydation à haute température, faible coefficient d'expansion thermique, durabilité mécanique et stabilité thermoélectrique. En raison de leurs propriétés, ils peuvent être utilisés comme catalyseurs pour l'industrie de l'automobile, dans l'industrie de l'électronique, dans l'industrie du verre, dans les piles à combustible, dans l'industrie chimique, dans la dentisterie, etc. (Johnson Matthey's, 2000).

La panoplie d'utilisation de ces métaux souligne leur importance dans le monde moderne. Comment obtenir ces métaux si importants pour la société? La réponse à cette question va nous permettre de définir des cibles pour l'exploration et d'évaluer qualitativement le potentiel d'un secteur.

Les gisements historiquement connus pour leur exploitation en Ni-Cu-EGP (Sudbury, Noril'sk, Duluth, Jinchuan, Kambalda, Voisey's Bay, Lac des Iles) sont tous d'origine magmatique et de composition mafique/ultramafique. Les gisements de Ni, Cu et EGP montrent des concentrations de sulfures magmatiques associées aux roches d'origine mantellique. Ces roches mafiques/ultramafiques, qui sont le produit de cristallisation du magma mantellique, sont d'une très grande importance pour la connaissance géoscientifique. Provenant de la partie profonde du globe terrestre, les roches dérivées de ces magmas donnent des informations géoscientifiques qui sont autrement inaccessibles. D'après un rapport du *United States Geological Survey Mineral commodities* (2010), en 2008 60% de la production de Ni et 98% du Pt exploité provenaient de roches d'origine magmatique.

Des indices historiques d’Au ($\leq 2,5$ g/t), de Ni-Cu ($\leq 0,33\%$ Ni et $\leq 1,4\%$ Cu), de platine et de palladium (≤ 251 ppb Pt et ≤ 797 ppb Pd) sont associés aux intrusions métagabbro-noriques de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Cette ceinture se situe à la Baie-James au nord de la ville de Matagami (à environ 250 km en voiture, Fig. 1). Cette région, dont la géologie est relativement méconnue, pourrait présenter un bon potentiel économique. C’est dans cette optique que les intrusions mafiques/ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboulié vont faire l’objet d’une maîtrise. Le projet va permettre de caractériser les intrusions mafiques/ultramafiques grâce à une cartographie de terrain, une étude pétrographique, minéralogique et géochimique. La maîtrise est d’une durée de deux ans. Elle est réalisée à l’Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) sous la supervision de M. Pagé et de Mme Barnes. Le projet est en collaboration avec le Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles (MERN).

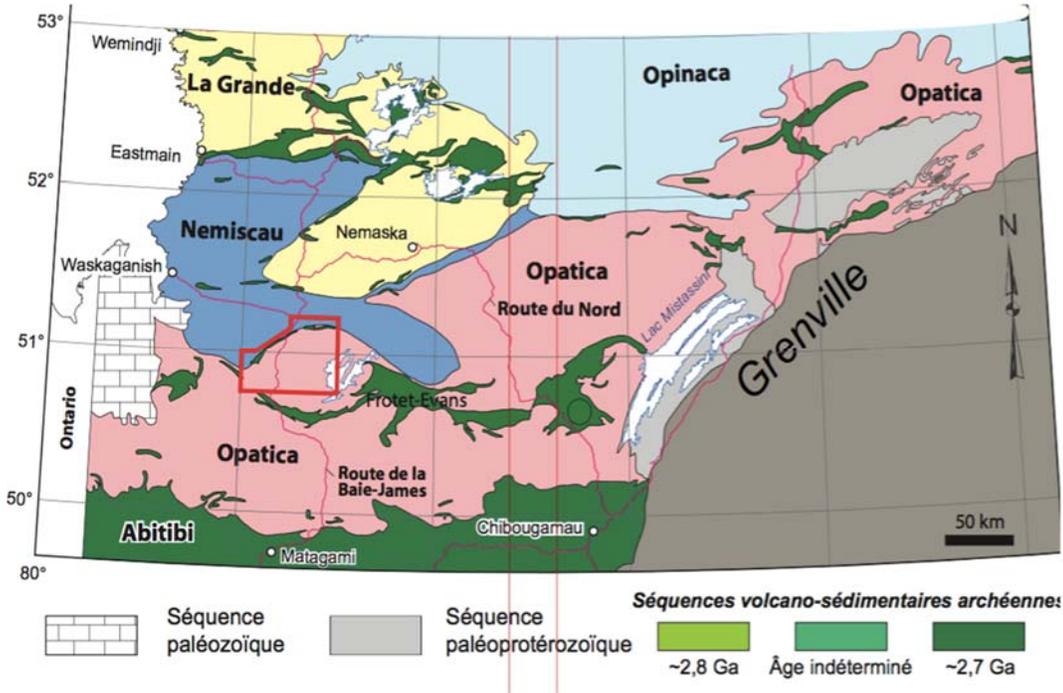


Figure 1: l’encadré rouge représente le secteur à l’étude qui est à cheval entre la Sous-province de Nemiscau au nord et celle de l’Opatica au sud.

Avant de présenter la géologie du secteur de Colomb-Chaboulié ainsi que la minéralisation associée, il est important de savoir que la genèse de gisements de Ni-Cu-EGP d’origine magmatique requiert des conditions de formation et de mise en place spécifiques. Dans le but de mieux comprendre et d’expliquer la mise en place de ce type de minéralisation, les chercheurs ont mis l’emphase sur des modèles magmatiques, qui sont décrits dans les pages suivantes.

Modèle de mise en place des sulfures magmatiques Ni-Cu-EGP

Fusion partielle du manteau

Il s'agit de la première étape, celle qui permet d'avoir ultérieurement les roches minéralisées. Le degré de fusion partielle du manteau contrôle la composition initiale du magma, de même que le potentiel économique que la roche résultante pourrait représenter. Plusieurs auteurs ont démontré l'importance du degré de fusion dans la genèse des roches mafiques/ultramafiques (Barnes et Lightfoot, 2005; Arndt, 2005; Naldrett, 2011). Sachant que le Cu et la majeure partie des EGP sont des éléments chalcophiles incompatibles (principalement piégés dans les sulfures) et que le Ni est en majorité contenu dans l'olivine, il faut un taux de fusion partielle conséquent (15 à 25% de fusion partielle selon les paramètres utilisés par les auteurs) afin d'avoir une concentration en métaux suffisamment important dans le magma nouvellement formé. Donc un fort taux de fusion partielle des roches mantelliques entraîne la formation d'un magma hautement magnésien et riche en métaux (Ni, Cu, EGP), soit boninitique, picritique, ou komatiitique.

Ascension du magma

Barnes et Lightfoot (2005) soulignent la nécessité d'avoir un magma transporté efficacement vers la surface et ceci avec un minimum d'olivine cristallisée et de sulfures ségrévés. Sinon, les métaux seront piégés en profondeur à des endroits inaccessibles pour l'exploitation. Si la cristallisation de l'olivine débute au cours du transport, la quantité de Ni dans le magma va diminuer considérablement. Aussi, une saturation précoce en sulfures va fortement épuiser le magma en EGP. Donc un liquide sulfuré formé ultérieurement sera pauvre en EGP et dans une moindre mesure en Ni et Cu.

Effet de la température et de la pression

L'influence qu'exercent la pression et la température sur la solubilité du soufre et donc sur la formation des dépôts de sulfures magmatiques est indéniable. Plusieurs auteurs ont réalisé des travaux sur le sujet (Haughton et al., 1974; Hung et Williams, 1980; Mavrogenes et O'Neill, 1999; Holzheid et Grove, 2002; Arndt et al., 2005) et ils arrivent sensiblement aux mêmes conclusions : si la température diminue, la quantité de soufre nécessaire à la saturation en sulfures (SCSS, de

l'anglais : *Sulfur Content at Sulfide Saturation*) diminue, et en revanche si la pression diminue, la quantité de soufre nécessaire à la saturation en sulfures augmente.

Il y a une corrélation très nette entre la quantité de soufre nécessaire à la saturation en sulfures et la pression. La figure 2, tirée de Arndt et al. (2005), montre cette relation essentielle qui permet de comprendre qu'un magma pourrait être saturé en sulfure peu de temps après la fusion de la source et se retrouver sous-saturé en sulfure suite à son ascension et sa mise en place dans les niveaux supérieurs de la croûte. Le diagramme (Fig. 2) montre un magma d'affinité basaltique et un autre d'affinité komatiitique. En prenant l'exemple du magma d'affinité komatiitique, il apparaît que la SCSS augmente en se rapprochant de la surface; donc avec une baisse de pression. Ainsi la SCSS qui était de 600 ppm à 300 km de profondeur atteint 2700 ppm près de la surface et ceci en tenant compte de la variation de température qui a un effet inverse. C'est donc dire à quel point la pression joue un rôle majeur dans la compréhension de la formation de ce type de dépôt.

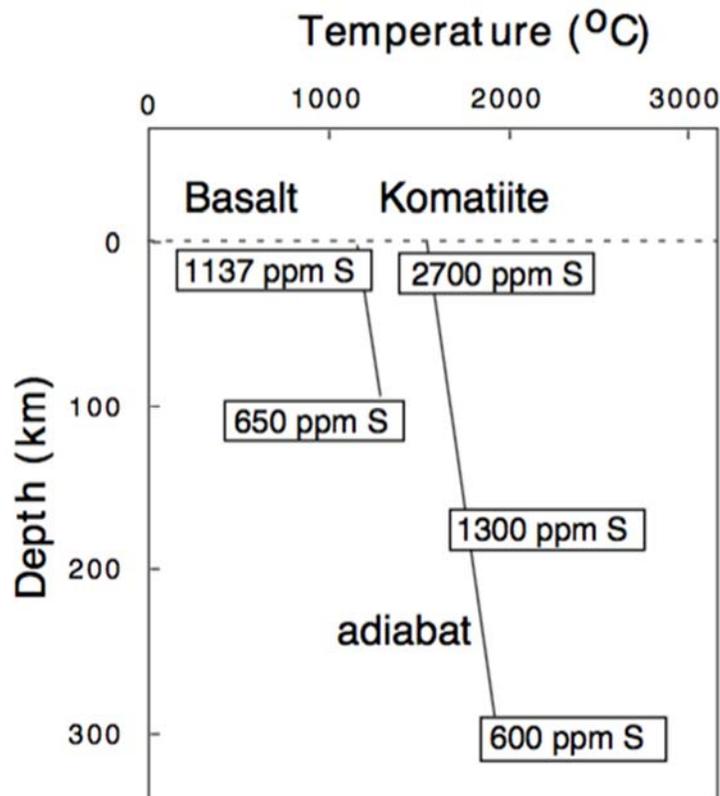


Figure 2: Diagramme montrant le contrôle de la pression sur la quantité de soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfure. Tiré de Arndt et al. (2005).

Tout comme la pression et la température, la composition du magma joue un rôle important dans le processus de formation des gisements de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP. La fugacité du soufre (fS_2) et la fugacité de l'oxygène (fO_2) sont aussi en relation avec la solubilité du soufre. Lorsque fO_2 augmente alors la SCSS diminue et inversement quand fS_2 augmente la SCSS augmente. Li et Ripley (2005) ont montré que dans un magma mafique la fugacité du soufre est contrôlée par la fugacité de l'oxygène qui, elle-même est contrôlée par la concentration en FeO dans le système.

Ajout d'un contaminant

Les études réalisées sur certains gisements magmatiques mondialement connus pour leur exploitation en Ni-Cu-EGP, comme ceux de Noril'sk, de Sudbury, de Thompson (Eckstrand et al., 1989), du complexe de Duluth (Ripley et Alawi, 1988; Thériault et al., 1997) et de Kambalda (Leshner et Arndt, 1995) suggèrent que la minéralisation a été générée suite à la contamination du magma mafique par du soufre provenant des roches crustales, et ceci soit lors de la migration ou lors de la mise en place du magma. Les indications sont fondées sur des données isotopiques (S, Sr, Nd, Os), les rapports Se/S ou encore la présence de xénolites partiellement fondus.

Le Complexe de Duluth est un excellent exemple pour montrer l'importance de la contamination de la croûte dans le processus permettant la formation d'un gisement de sulfures magmatiques. Queffurus et Barnes (2014) ont utilisé les concentrations de sélénium (Se) et de soufre (S) pour montrer l'implication de la contamination dans la formation de ce dépôt de sulfures magmatiques. L'hypothèse selon laquelle beaucoup de soufre permettant de générer des concentrations économiques de Ni-Cu-EGP provient de la croûte est généralement acceptée (Leshner et Burnham, 2001; Barnes et Lightfoot, 2005; Naldrett, 2011).

Li et Ripley (2005) ont démontré que la solubilité du soufre diminuait quand la concentration du contaminant felsique dans le mélange augmente (Fig. 3). Ainsi, ce qu'il faut retenir de la figure 21, c'est qu'il faut approximativement 1100 ppm de soufre dans le magma pour atteindre une saturation en sulfure quand il n'y pas de contaminant felsique d'ajouter. Par contre, quand une concentration de 20% est ajoutée, la quantité de soufre estimée pour atteindre la saturation en sulfure est évaluée à 650 ppm de soufre, et quand la concentration est de 10%; cette valeur est évaluée à 850 ppm. Donc en ajoutant même une très faible quantité de contaminant felsique, la solubilité du soufre diminue considérablement.

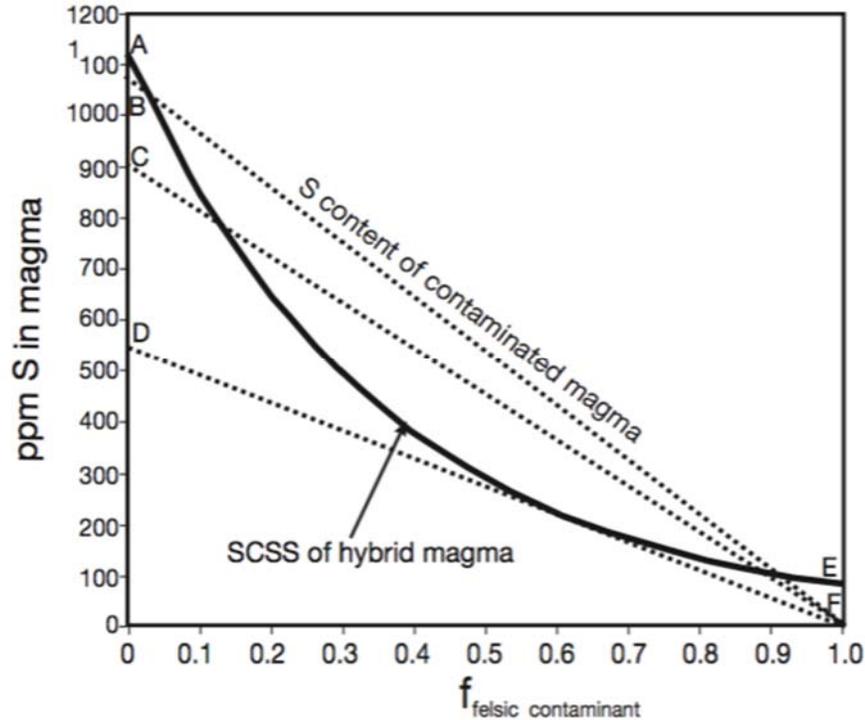


Figure 3: Effet d'un contaminant felsique sur la solubilité du soufre dans le magma. Tiré de Li et Ripley (2005)

Enrichissement du magma

Comme mentionné par beaucoup d'auteurs (Campbell et Naldrett, 1979; Naldrett et al., 1992, 1996; Leshner et Campbell, 1993; Ripley et al., 2003), la quantité de Ni-Cu-EGP générée dans les dépôts de sulfures magmatiques est plus importante que la quantité (théoriquement) attendue. Ils en ont conclu que les gouttelettes du liquide sulfuré ont interagi avec un important volume de magma silicaté. Le R-factor, qui est le rapport entre le volume de liquide silicaté sur le volume de liquide sulfuré, est le paramètre utilisé pour expliquer les enrichissements observés dans les dépôts de sulfures magmatiques.

Quand le magma silicaté ne peut plus retenir le soufre en solution, un liquide sulfuré immiscible commence à se ségréger sous la forme de gouttelettes. Les gouttelettes collectent ensuite les métaux contenus dans le liquide silicaté (à cause d'un coefficient de partage élevé). Le processus de concentration des éléments dans les sulfures est contrôlé par le coefficient de partage (D) et le R-factor (R). Un R-factor élevé reflète une excellente interaction entre le liquide silicaté,

qui fournit les EGP et les autres éléments chalcophiles, et le liquide sulfuré, qui les collecte pour fournir la concentration la plus élevée possible en métaux (Fig. 4).

L'hypothèse la plus acceptée pour expliquer l'enrichissement en métaux est la suivante : des nouvelles injections de magma circulent dans des chenaux ou conduits et interagissent avec les gouttelettes de liquide sulfuré qui se sont préalablement accumulées plus tôt afin de leur transférer les éléments chalcophiles qu'ils contiennent.

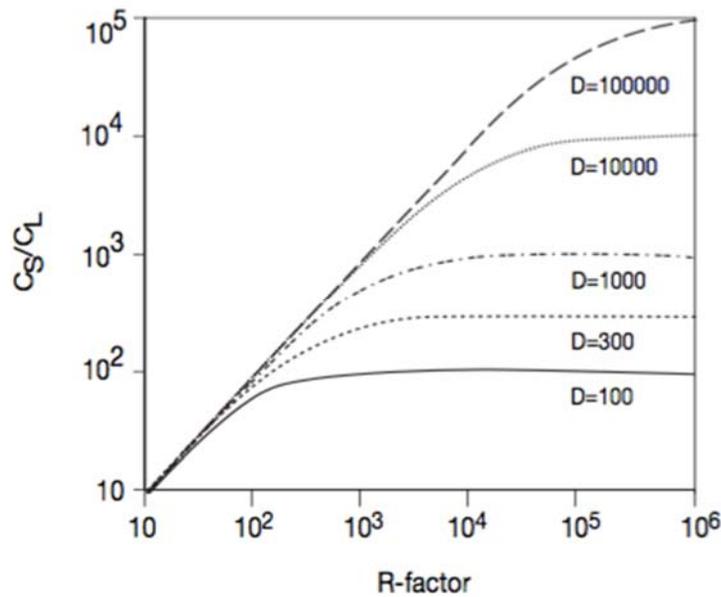


Figure 4: Enrichissement en métaux lors de la formation des sulfures en fonction du R-factor et du coefficient de partage des éléments. Cs = concentration en métaux dans le liquide sulfuré, CL = concentration en métaux dans le liquide silicaté, D = coefficient de partage et R = R-factor. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005).

La figure 5 permet de comprendre qu'un R-factor élevé reflète un régime magmatique dynamique dans lequel les gouttelettes de liquide sulfuré interagissent avec un large volume de magma silicaté afin de collecter de façon efficace les métaux chalcophiles. Donc plus le coefficient de partage et le R-factor sont élevés, plus il y a de chance d'avoir un dépôt enrichi en Ni-Cu-EGP.

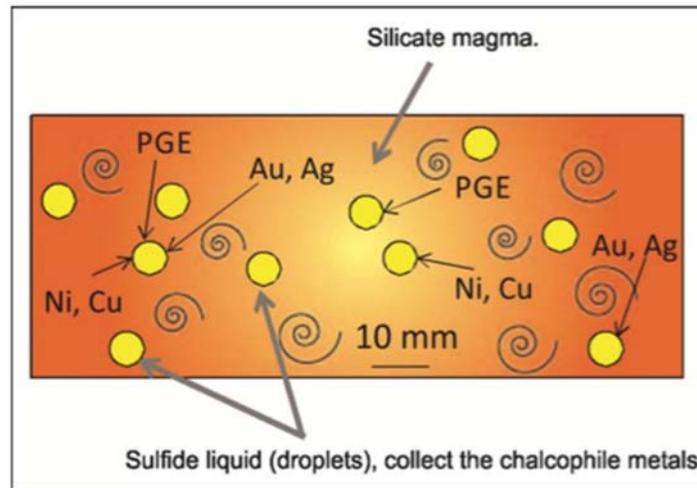


Figure 5: Interaction entre le liquide silicaté et le liquide sulfuré lors de la formation des sulfures. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005).

Contexte géodynamique de mise en place des gisements de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP

Les dépôts de sulfures magmatiques riches en Ni, Cu, et EGP se mettent en place dans des conditions particulières et généralement dans un contexte géologique spécifique. La figure 6 permet d'avoir une idée de la localisation de ce type de gisement dans le monde. Kerrich et al. (2005) ont souligné le fait que la majeure partie des dépôts de sulfures magmatiques est localisée à proximité des marges de blocs cratoniques. Trois principales raisons ont été avancées par Maier et Groves (2011) pour expliquer ces observations :

- À l'intérieur des cratons, la lithosphère est beaucoup plus épaisse que sur les marges où elle est relativement mince. La montée du magma jusqu'à la surface serait plus facile le long des marges, et les gisements se formeront à des profondeurs moindres.
- Les marges cratoniques sont les lieux privilégiés de la déformation crustale lors d'évènements orogéniques. C'est donc principalement le long des marges que vont se développer des grandes zones de failles ou de cisaillements, qui vont faciliter la remontée du magma vers la surface.
- Puisque la déformation crustale se concentre principalement le long des marges cratoniques, ces dernières sont des zones propices pour le développement de bassins sédimentaires, dont les roches peuvent jouer un rôle important en tant que contaminant.

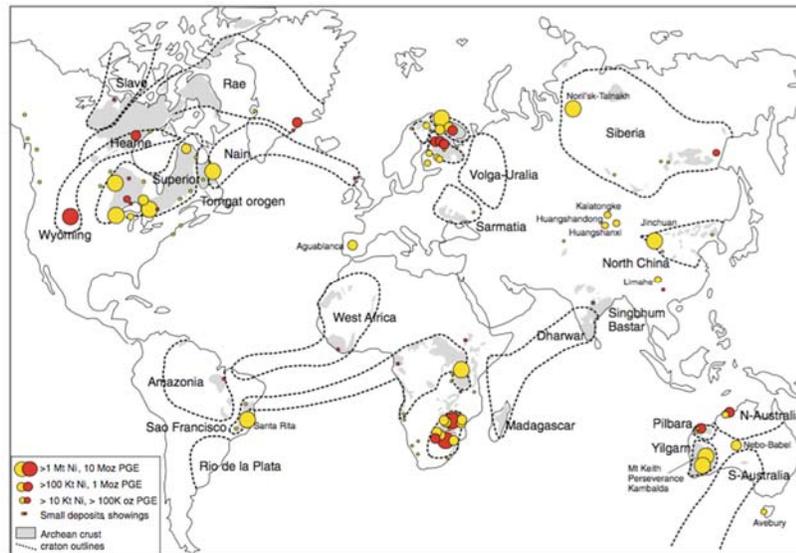


Figure 6: Distribution des dépôts mondiaux d'EGP (en rouge) et de Ni-Cu (en jaune). Les blocs cratoniques sont illustrés en pointillés noirs et la croûte archéenne est en gris. Tiré de Maier et Groves (2011).

À la lumière des informations disponibles dans la littérature sur les gisements de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP, est-ce qu'il serait possible de faire la corrélation entre ces types de dépôts (en termes de lithologies, de structures, et d'environnement de formation) et les intrusions mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié? En d'autres termes serait t-il possible d'expliquer la minéralisation des intrusions mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié par le modèle de mise en place des dépôts de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP ? La réponse à cette question va nous permettre de répondre aux objectifs de la maîtrise.

Objectifs

Le but de ce projet de maîtrise est de faire la caractérisation pétrologique et géochimique des intrusions mafiques et ultramafiques qui composent la Ceinture de Colomb-Chaboullié, avec pour objectif d'évaluer le potentiel économique du secteur. Ainsi, il faudra, en premier lieu :

- 1) déterminer les caractéristiques pétrographiques des intrusions mafiques et ultramafiques,
- 2) préciser leur chimie,
- 3) évaluer leur potentiel économique,
- 4) identifier leur contexte de mise en place, ainsi que celui des minéralisations associées.

Géologie régionale

La région d'étude appartient à la Province du Supérieur qui constitue le cœur du Bouclier canadien. La Province du Supérieur est recouverte par des roches sédimentaires protérozoïques d'âges différents et par des roches paléozoïques, principalement d'âge Ordovicien à Silurien. Des synthèses de la Province du Supérieur par Card et Ciesielski (1986), Card (1990) et Hocq (1994) la subdivisent en une vingtaine de sous-provinces selon leurs caractéristiques lithologiques, métamorphiques, structurales, géochronologiques, ou encore géophysiques.

En ce qui concerne la région d'étude, la Ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboullié, dont la dimension est approximativement de 5 km x 80 km (feuillet SNRC 32K13, 32N03 et 32N04), est située entre les sous-provinces archéennes de Nemiscau, au nord, et de l'Opatica, au sud. Ces roches sont recoupées par un certain nombre de dykes de diabase d'âge Néo-Archéen à Paléoprotérozoïque.

Nemiscau

La Sous-province de Nemiscau est principalement composée de roches métasédimentaires (Hocq, 1994). Elle est située à l'est de la Baie James entre la Sous-province d'Opatica au sud, et celles d'Opinaca et de La Grande, au nord-est et au nord, respectivement. La limite nord de la Sous-province de Nemiscau suit les contacts de la bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure (Franconi, 1978). La Sous-province du Nemiscau a été subdivisée en terrain plutonique et métasédimentaire (Hocq, 1994). Le terrain sédimentaire est subdivisé en trois domaines avec une composante volcanique non négligeable. Le Nemiscau renferme en majorité des métagrauwackes variablement migmatitisés, des metabasites en faible proportion, et des roches intrusives de type granodiorite et granite.

Intégré par Hocq (1994) dans la Sous-province de Nemiscau, le terrain plutonique du lac Champion, (Card et Ciesielski, 1986) est constitué de plutons monzonitiques à granodioritiques à biotite-hornblende qui renferment des lambeaux de paragneiss et d'amphibolites; ces plutons sont recoupés par des leucogranites à biotite. Ce terrain plutonique est séparé des domaines métasédimentaires par des bandes étroites d'amphibolites.

Les trois domaines métasédimentaires du Nemiscau (Fig. 7) sont formés de paragneiss et de métatexites/diatexites de paragneiss avec divers assemblages minéralogiques (à biotite; à biotite-hornblende; à orthopyroxène-biotite-grenat) et d'amphibolites. Ces roches sont les hôtes

d'intrusions syn-cinématiques de composition tonalitique à granodioritique, ainsi que de pegmatite granitique blanche à biotite.

Opatica

L'Opatica est une sous-province volcano-plutonique qui s'étend au nord des dernières roches vertes de l'Abitibi, jusqu'à la limite des paragneiss, variablement migmatitisés du Nemiscau. Les datations sur zircons suggèrent que l'Opatica est en partie composée d'une vieille croûte mise en place entre 2830 Ma et 2820 Ma dans la partie nord, et d'un ensemble de roches plutoniques, variablement déformées et migmatitisées, mises en place entre **2720 Ma et 2680 Ma**, dans la partie sud (Sawyer et Benn 1992; Sawyer et Benn, 1993; Davis *et al.*, 1995). L'Opatica est divisé en trois principaux types de terrains (Hocq, 1994). Le terrain méridional, comprend l'ensemble des orthogneiss situé entre l'Abitibi et le terrain central. Le terrain central correspond à la bande volcanique de Frotet-Evans qui s'étend sur plus de 250 km d'est en ouest et qui est non loin de la Ceinture de Colomb-Chaboulié (Fig. 7). Le terrain septentrional, qui est au contact avec le Nemiscau et qui est donc en relation avec la Ceinture de Colomb-Chaboulié, est formé de domaines gneissiques ainsi que de l'étroite bande volcanosédimentaire du Lac des Montagnes. Le terrain septentrional s'étend au nord de la bande de Frotet-Evans jusqu'à la rivière Eastmain; il se poursuit vers l'est sous le bassin d'Otish.

La Sous-province d'Opatica a été divisée en 5 principales unités lithodémiques. Ces unités lithodémiques sont : 1) Le Pluton du Lac Rodayer, une intrusion composite formée de tonalite, de diorite quartzifère et de diorite; 2) la suite de gneiss gris, formée de leucotonalites et leucogranodiorites fortement foliées, contenant moins de 5 % de minéraux mafiques (biotite ± hornblende), ainsi que des quantités mineures de diorite et de gabbro; 3) la suite de tonalite-mélatonalite-gabbro recoupant le gneiss gris; 4) la suite de monzodiorite-granodiorite-tonalite-diorite, localisée dans la zone de contact entre l'Opatica et l'Abitibi (par exemple les plutons de Canet et de Barlow); et 5) l'unité de granite rose à gris blanchâtre, massif à faiblement déformé (Bandyayera et Daoudene, en préparation).

Le contact entre les sous-provinces de l'Opatica et de Nemiscau est matérialisé par la Zone de cisaillement du Lac Colomb. Elle a été décrite comme une zone de déformation ductile NE-SW à E-W, fortement inclinée vers le sud et marquée par une cinématique dextre et/ou inverse (Sawyer

et Benn, 1992; Benn *et al.*, 1992; Hocq, 1994). Les roches de cette région sont foliées et suivent l'orientation générale de la schistosité régionale.

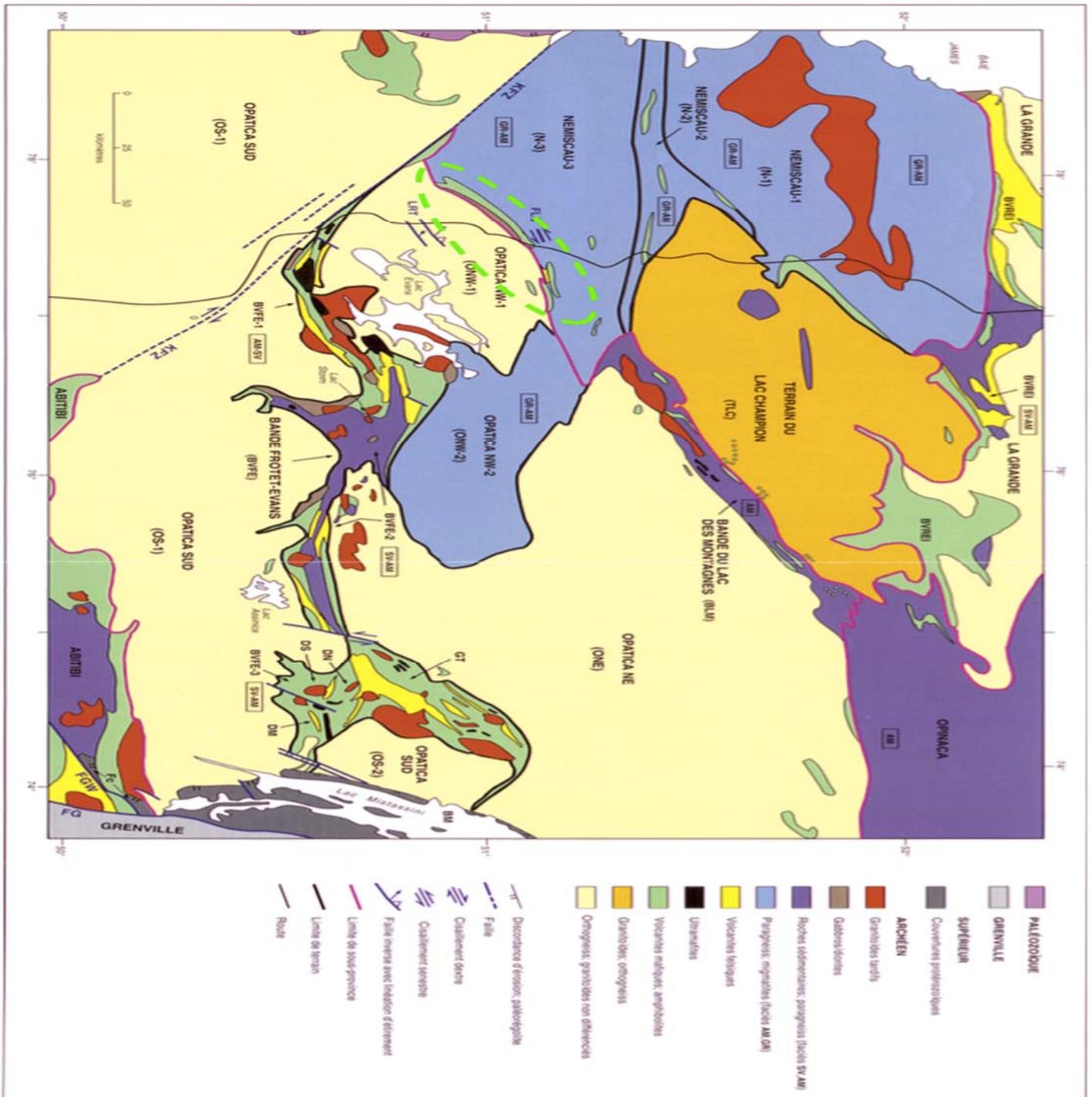


Figure 7 : Subdivision des sous-provinces d'Opatica et de Nemiscau. La bande vert clair à l'intérieur de l'ellipse en pointillés verts représente la ceinture de Colomb-Chaboullié. Modifié de Amvratchev et al (1986).

Géologie locale

Le Groupe de Colomb-Chaboullié forme une bande de roches volcano-sédimentaire localisée le long du contact entre les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province de Nemiscau, au nord, et l'ensemble intrusif de la Sous-province d'Opatica, au sud. La Ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboullié contient principalement des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques, des volcanoclastites felsiques, des formations de fer, des grès et des wackes, des conglomérats et dans de moindres proportions, et des roches intrusives mafiques et ultramafiques, (Fig. 8; Bandyayera et Daoudene, en préparation). D'après les résultats préliminaires, les intrusions mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, et plus particulièrement les faciès gabbroïques, présentent des assemblages caractéristiques de sulfures magmatiques (pyrrhotite, chalcopryrite, pentlandite, \pm pyrite). Parallèlement, des indices historiques d'or ($\leq 2,5$ ppm), de nickel-cuivre ($\leq 0,33\%$ Ni et $\leq 1,4\%$ Cu), de platine et de palladium (≤ 251 ppb Pt et ≤ 797 ppb Pd) sont aussi associés à ces faciès gabbroïques (Bandyayera et Daoudene, en préparation).

L'indice Horden a été découvert lors des forages d'une anomalie géophysique par la Compagnie Inco (Pearson et al., 1993). Les analyses d'échantillons ont montré que ces roches contiennent du cuivre en quantité importante (1,91 % Cu), et localement jusqu'à 1 % de Ni + Zn. Les réserves probables sont estimées à 1 238 333 tonnes. Des traces de Pt, de Pd, Ag et Au ont aussi été documentées dans l'indice Horden. L'autre gîte de Ni-Cu connu de la région est l'indice du lac Davreau qui est associé à un gabbro massif contenant de 1 à 10 % de chalcopryrite disséminée, avec un peu de pyrite et de pyrrhotite. Des échantillons choisis ont révélé jusqu'à 1,4 % Cu, 0,33 % Ni et 0,23 ppm Au (Smith, 1991). Récemment les travaux du MERN (2015) ont permis de trouver des teneurs indicelles en Pd, et des teneurs anormales en Pt, Ni et Cu (Bandyayera et Daoudene, en préparation).

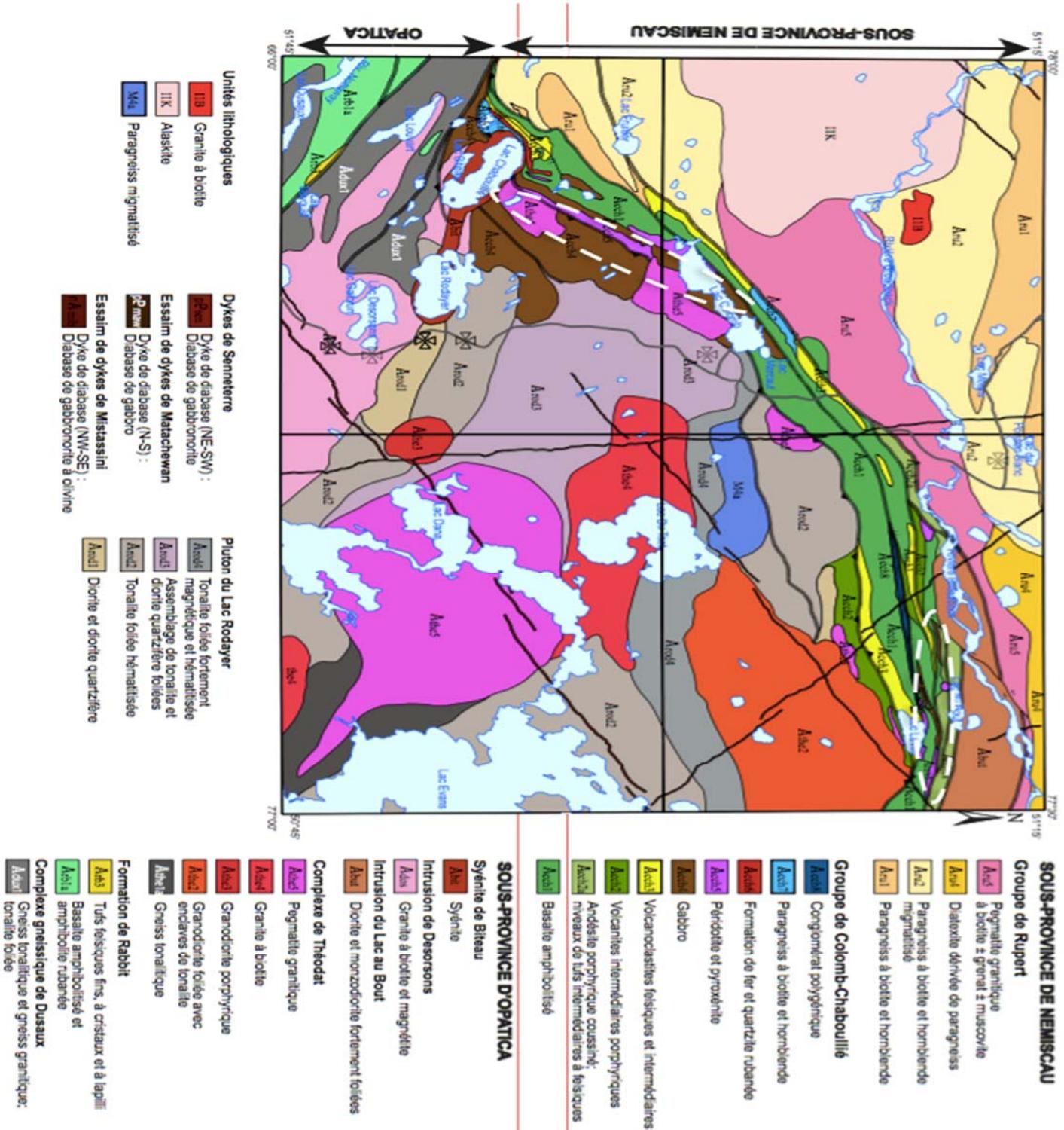


Figure 8: Carte géologique détaillée de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Les intrusions mafiques et ultramafiques sont marquées en pointillé blanc. Tiré de Bandyayera et Daoudene, en préparation.

Pétrographie

L'étude pétrographique en lame mince des roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié a permis de voir que ces roches sont entièrement recristallisées et que les textures ignées sont rarement préservées. Les roches qui seront décrites dans le cadre de ce projet de recherche auront comme préfixe méta pour souligner l'importance du métamorphisme qui a affecté les roches. Il s'agira de documenter, dans ce chapitre, la pétrographie des unités lithologiques suivantes:

- i) la métapéridotite qui compose en bonne partie les roches intrusives retrouvées dans la portion nord-est de la ceinture,
- ii) la métapyroxénite qui se retrouve dans la portion sud-ouest de la ceinture et qui n'est pas très abondante,
- iii) la métagabbronorite, contenant la minéralisation et qui représente l'essentiel des intrusions de la ceinture, se retrouve dans les deux portions nord-est et sud-ouest,
- iv) la roche felsique qui apparaît en enclave dans l'unité de métagabbronorite et qui aurait joué un rôle important dans la mise en place de la minéralisation,
- v) la minéralisation proprement dite.

La métapéridotite

La métapéridotite est localisée exclusivement dans la portion nord-est de la Ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboullié (unité Acch 5; Fig. 9). Elle n'est pas très abondante dans la ceinture. La métapéridotite est marquée par la couleur ocre brunâtre en surface altérée ainsi que la croûte d'altération (de 1 cm en moyenne) de la roche en cassure fraîche (Fig. 10A). Il est possible d'observer des veinules de magnétite centimétriques, qui sont orientées selon plusieurs directions (Fig. 10B). Dans certains cas, les veinules de magnétite sont bordées par de la serpentine (blanchâtre et fibreuse).

Sur le terrain, les affleurements de métapéridotite montrent une fabrique est-ouest, parallèle à l'orientation générale de la schistosité dans cette partie de la ceinture (Fig. 10C et 10D).

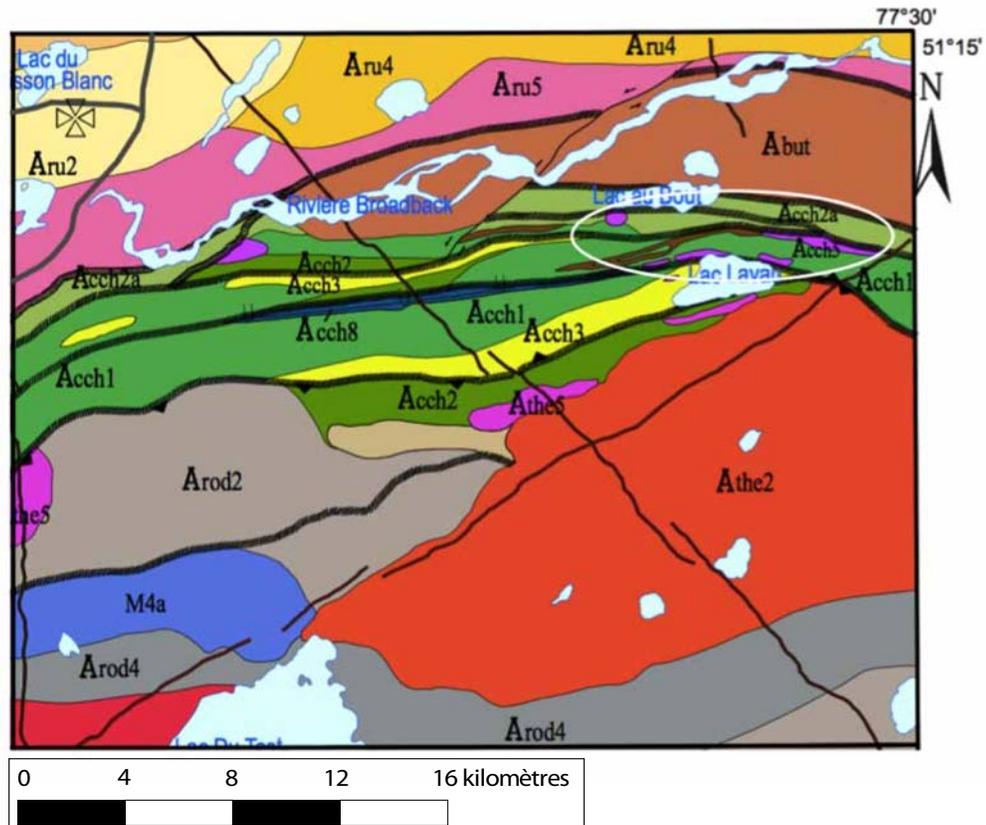


Figure 9 : Carte géologique de la portion nord-est de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Le principal secteur où affleurent les intrusions ultramafiques (en violet) dans cette portion de la ceinture est entouré par un ellipsoïde blanc. Tiré de Bandyayera et Daoudene, en préparation.

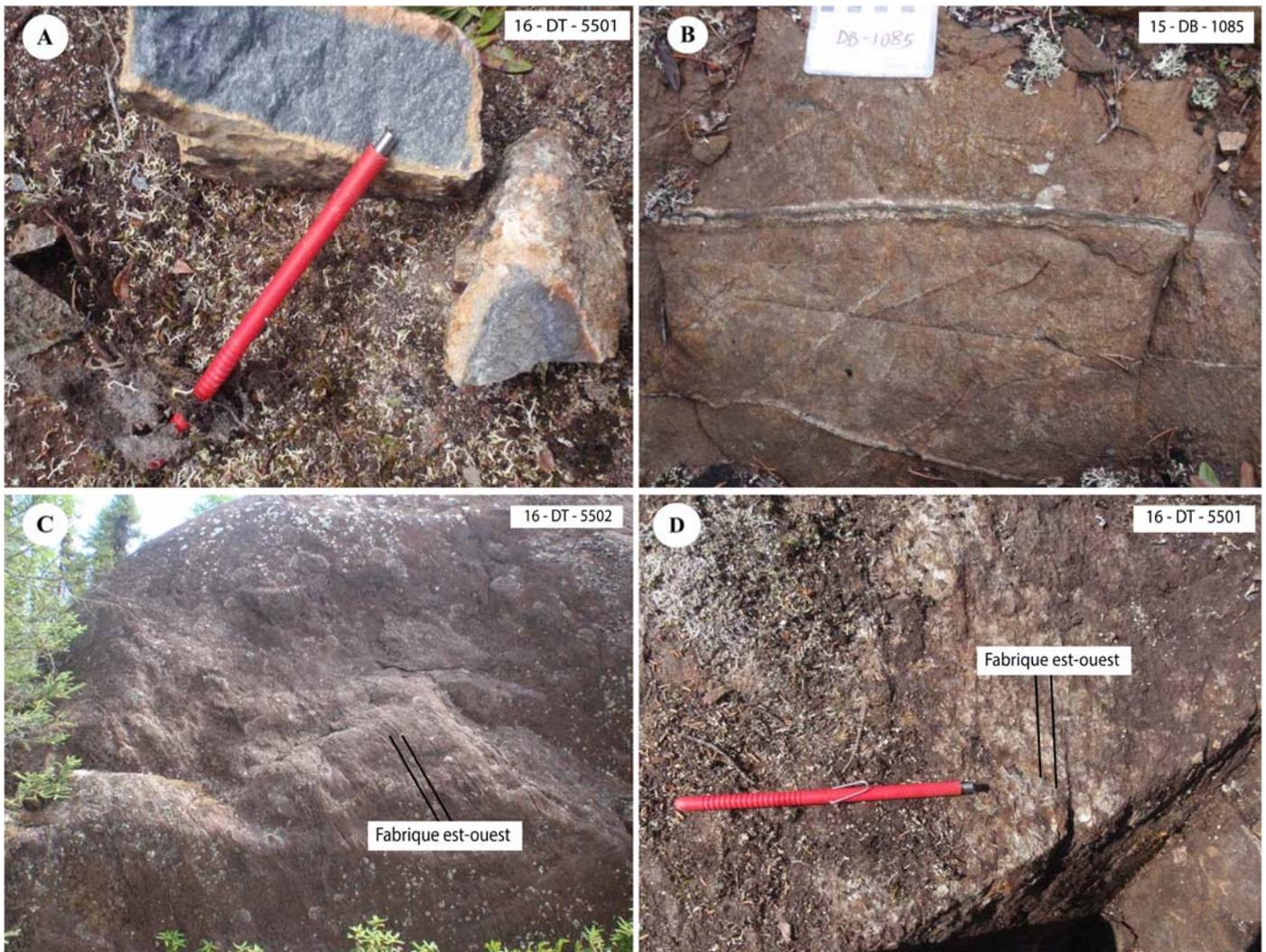


Figure 10: A) la métapéridotite en cassure fraîche avec la croûte d'altération brunâtre distinctive. B) veinule de magnétite bordée de serpentine observée dans la métapéridotite. C et D) fabrique est-ouest (schistosité) qui est parallèle à la déformation régionale dans cette portion de la ceinture.

Les figures 11A et 11B permettent d'illustrer des niveaux composés de serpentine et de magnétite et des niveaux constitués de trémolite, de chlorite et d'olivine. Ces niveaux de serpentine riche en magnétite seraient le résultat de la circulation de fluide à travers les fractures de la roche.

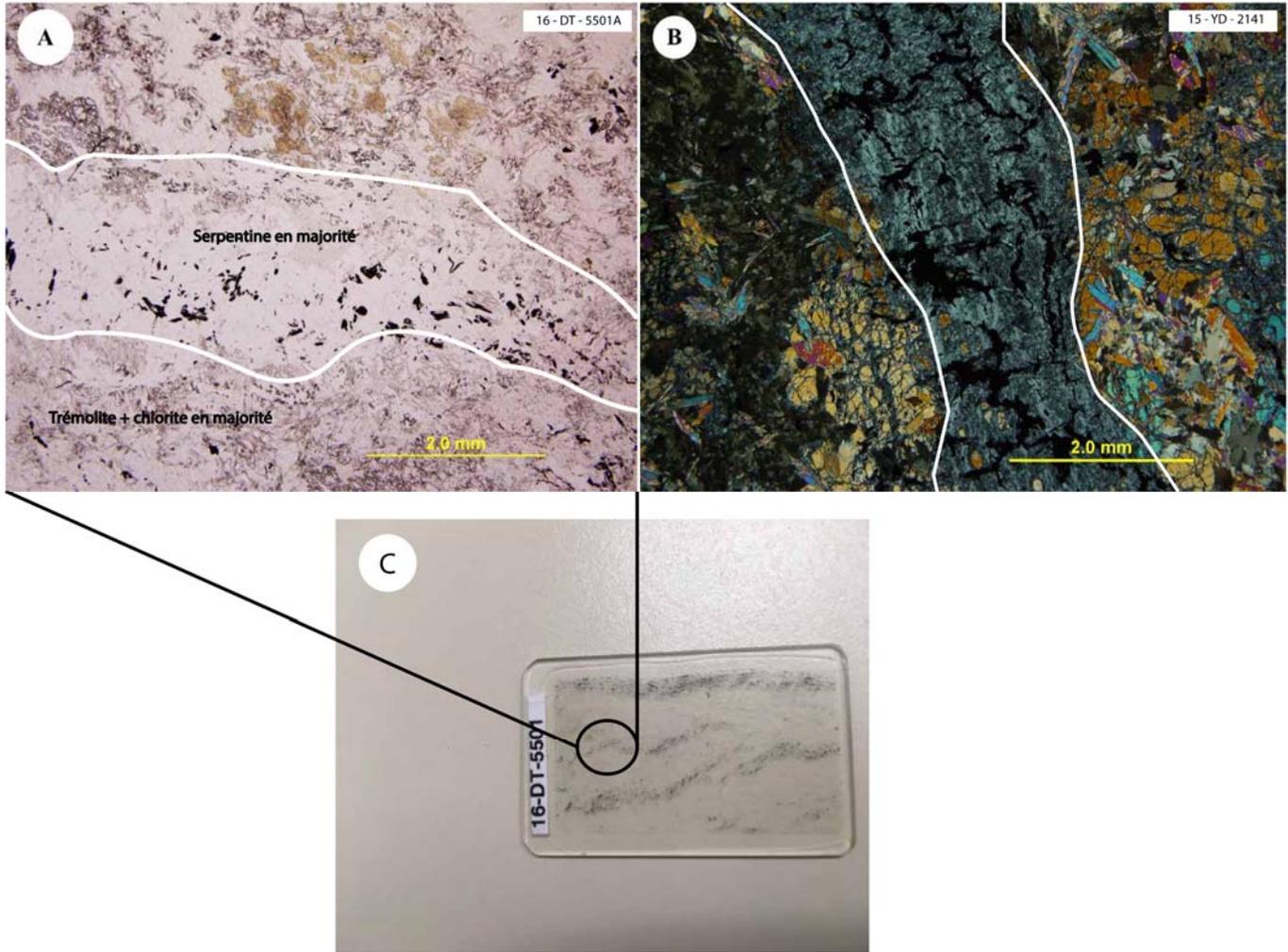


Figure 11: A) Photo en lumière polarisée, non analysée, d'une métapéridotite où il est possible de distinguer des niveaux composés majoritairement de serpentine, plus des grains de magnétite et des niveaux composés de chlorite et de trémolite. B) Identique à A, mais en lumière polarisée et analysée. C) Vue générale de la lame 16-DT-5501 où l'encadré représente la photo 11A.

Les échantillons 16-DT-5525 et 16-DT-5526 montrent des niveaux centimétriques à millimétriques rythmiques et relativement bien différenciés de chlorite et de trémolite. Cette relation pourrait refléter un litage compositionnel (fig. 12).

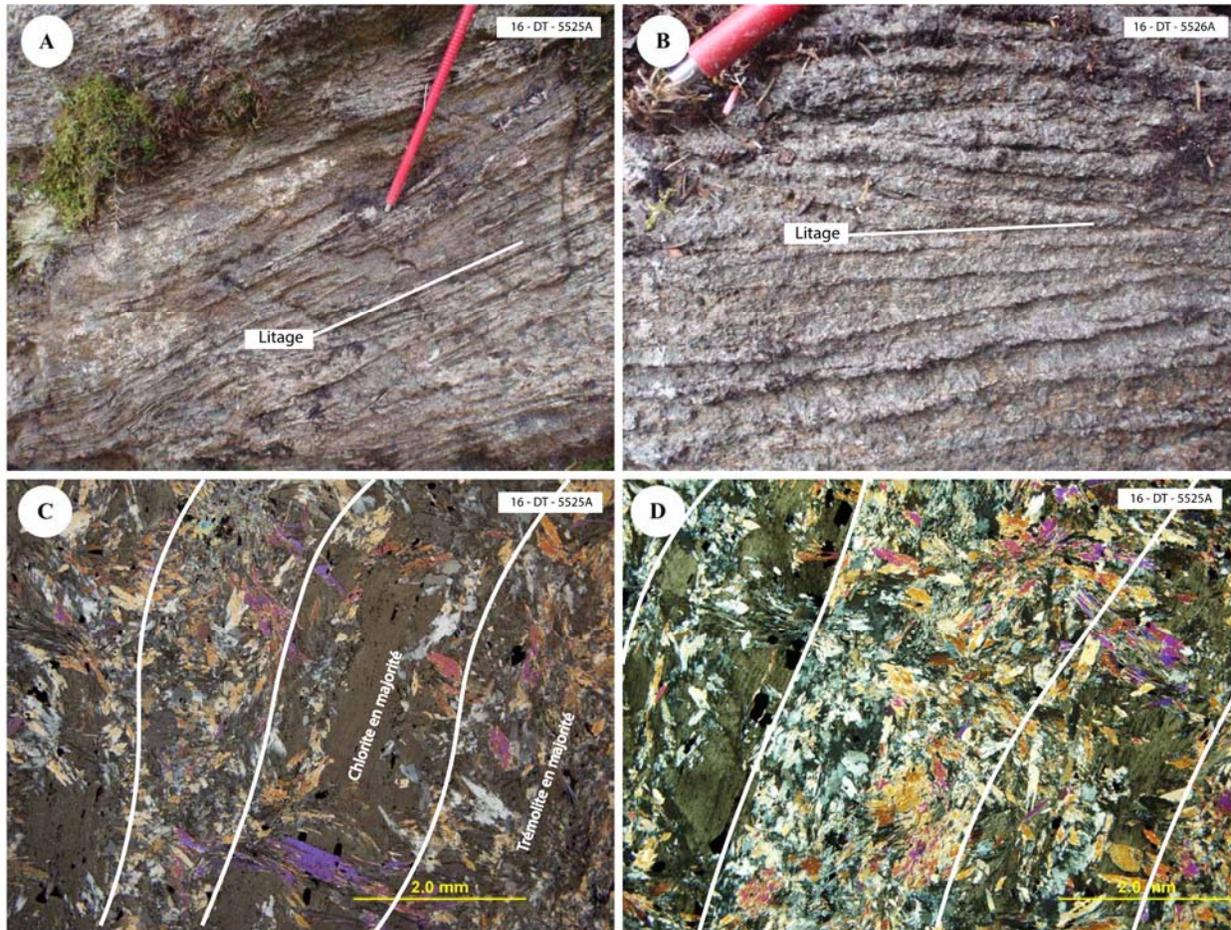


Figure 12: A et B) Photo des affleurements 16-DT-5525 et 26 montrant ce qui semble être un litage magmatique primaire conservé. C et D) Photo en lame mince du litage compositionnel rythmique exprimé par des niveaux distinctifs de chlorite et de trémolite.

En lame mince, la métapéridotite présente principalement quatre phases minéralogiques; l'olivine (5-15%), la serpentine (20-40%), la chlorite (20-30%), la trémolite (25-45%).

- L'olivine se présente sous forme de reliques plus ou moins bien préservées. Elle a conservé toutes ses propriétés optiques qui la rendent facilement reconnaissable. Il y a souvent un début de serpentinisation se matérialisant via les craquelures du minéral. Les reliques d'olivine sont xénomorphes, de taille variable, mais généralement moyenne à grossière (rarement inférieur à 3mm). Certains échantillons montrent des olivines altérées en iddingsite (Fig. 13A).

- La serpentine forme des agrégats micrométriques, parfois fibreux, de petites paillettes. Elle se retrouve en association avec l'olivine (exemple de l'iddingsite). Il est possible de distinguer deux types de serpentine sur les lames : l'iddingsite et l'antigorite.
- La chlorite a en général une forme hypidiomorphe et de petite taille (< 1mm). Elle est facilement distinguable à cause de ses propriétés optiques. Il semble y avoir au moins deux sortes de chlorite. La distinction se fera probablement à la microsonde.
- La trémolite, qui est une amphibole calcique, représente un bon pourcentage modal des lames de métapéridotite. Les grains de trémolite ont une taille comprise entre 2 et 3mm. Les grains sont idiomorphes à hypidiomorphes. Ils se présentent en prismes ou en baguettes très allongées, aciculaires, et parfois fibreuses, et ils ne montrent aucune orientation préférentielle (Fig. 12C et 12D).

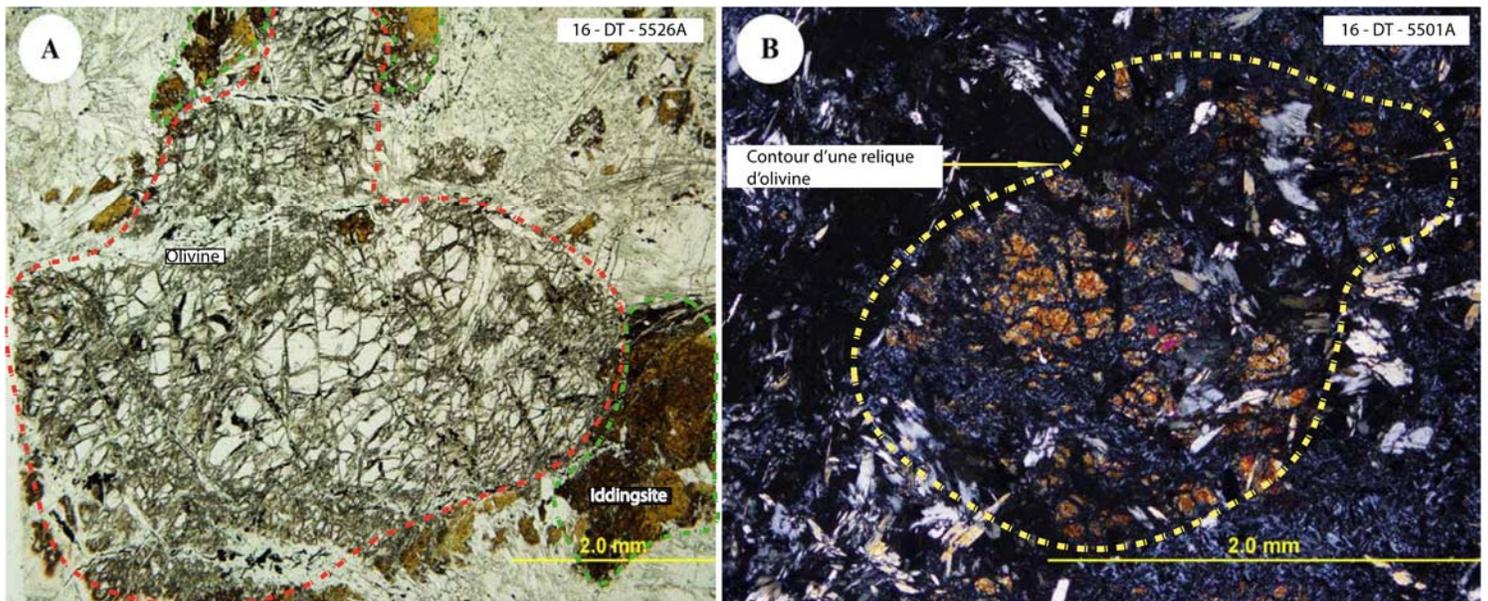


Figure 13: A) Photo d'une relique d'olivine en lumière transmise partiellement serpentinisée (iddingsite) B) Relique d'olivine beaucoup plus affectée par l'altération, celle-ci est moins bien préservée que l'olivine de la photo A.

En résumé l'étude pétrographique de la métapéridotite montre que le métamorphisme a affecté les roches ultramafique de la portion nord-est de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. L'intense niveau de serpentinisation et la forte présence de chlorite en sont la preuve. Il est difficile de préciser le faciès métamorphique à partir de roches ultramafiques puisque l'assemblage minéralogique est similaire sur un grand intervalle de pression et température. Cependant, il est certain qu'il s'agit du faciès schiste vert / amphibolite. Les rares olivines conservées seront ultérieurement analysées à la microsonde afin d'en connaître la composition. Une fabrique est-ouest qui est parallèle à l'orientation de la schistosité dans cette portion de la ceinture a été observée. Certains affleurements de métapéridotite montrent un litage compositionnel rythmique. La présence importante de trémolite suggère que le protolithe était probablement riche en clinopyroxène et donc que la roche est riche en calcium.

La métapyroxénite

La métapyroxénite affleure dans la portion sud-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboullié; (unité Acch 5; Fig. 14). Elle est très facilement reconnaissable sur le terrain et peut-être difficilement confondue avec une autre lithologie. La métapyroxénite est d'apparence massive, homogène et relativement équigranulaire. Elle a une couleur vert moyennement foncé en surface altérée et une couleur vert foncé en cassure fraîche. Contrairement à la métapéridotite, qui a une surface relativement lisse au touché, la métapyroxénite présente un aspect rugueux où les pseudomorphose de pyroxène en amphibole forment des reliefs positifs sur les surfaces affleurantes.

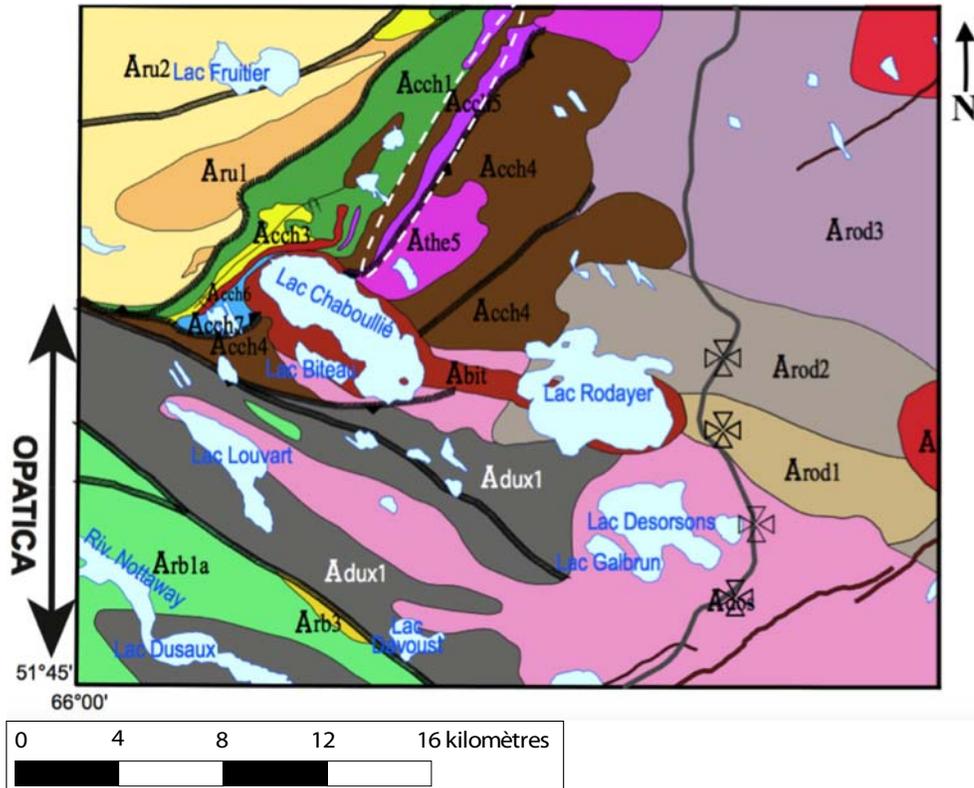


Figure 14 : Carte géologique de la portion sud-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Les intrusions ultramafiques (métapyroxénite) et mafiques (métagabbrobronrite) en violet et brun sont marquées par l'ellipsoïde blanc. Tiré de Bandyayera et Daudene, en préparation.



Figure 15: A et B) aspect de la métapyroxénite en surface où il est possible de distinguer les cristaux d'amphiboles ressortant en relief positif. La roche présente de ce fait un aspect rugueux.

En lame mince, la métapyroxénite se compose essentiellement d'amphiboles (95-99%). Il est aussi possible d'observer des pyroxènes bien conservés. La chlorite, et le plagioclase sont les phases accessoires qui peuvent être associées à cette lithologie.

- L'amphibole a des caractéristiques optiques typiques d'une actinote. Elle est hypidiomorphe à idiomorphe, à grain moyen/fin (0,2 à 4,5mm). La granulométrie reflétant le degré de recristallisation. L'amphibole est de forme prismatique allongée (pouvant être parfois aciculaire), l'extinction est subdroite et le minéral est plus ou moins coloré avec un pléochroïsme net (vert pâle à vert clair). L'étude des lames permet de retenir que les métapyroxénites sont métamorphisées. Une forte recristallisation est observée à l'échelle des lames minces (Fig. 16). Les textures primaires sont rarement conservées. La Fig. 16C semble montrer un pseudomorphe pouvant être une amphibole ou un pyroxène (primaire?).
- Des pyroxènes s'affichent sous la forme de reliques relativement bien préservées dans la métapyroxénite (Fig. 16B). Ils sont généralement idiomorphes; en prisme trapu faiblement allongé, et de taille moyennant 2 mm. Les pyroxènes se distinguent facilement en lame mince grâce notamment à leur clivage ($88^\circ - 93^\circ$) facile (Fig. 16B).

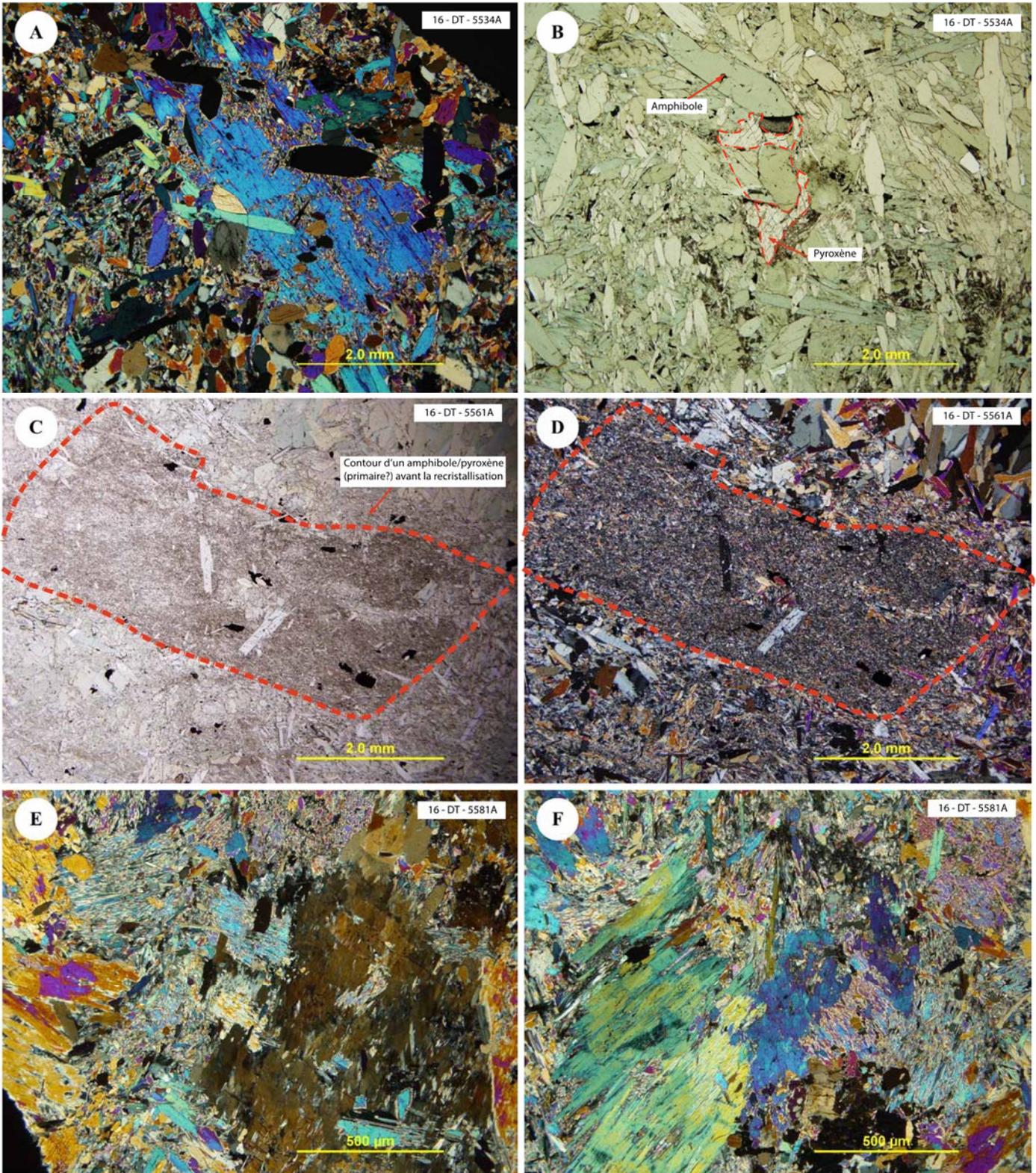


Figure 16: A) la photo permet de voir l'importance de la recristallisation dans les roches métaproxénitiques. B) la photo illustre la présence de pyroxène dans ces unités. C et D) les photos pourraient montrer un pseudomorphe de pyroxène en amphibole finement cristallisée. E et F) forte recristallisation de la métaproxénite.

La métapyroxénite peut aussi être déformée. L'affleurement 15-YD-2045 en est la preuve (Fig. 17). Cet affleurement est localisé dans la portion sud-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, le long de la zone de cisaillement du Lac Coulomb (ZCLC). La figure illustre une très forte déformation de la métapyroxénite et il est possible de noter localement la présence de petites bandes de cisaillement. Cependant, la majeure partie des échantillons de métapyroxénite prélevé dans le cadre de la maîtrise ne sont pas directement localisée sur la ZCLC et ne montre donc pas une déformation aussi apparente. Il faut donc trouver d'autres évidences pour évaluer la déformation dans la métapyroxénite.

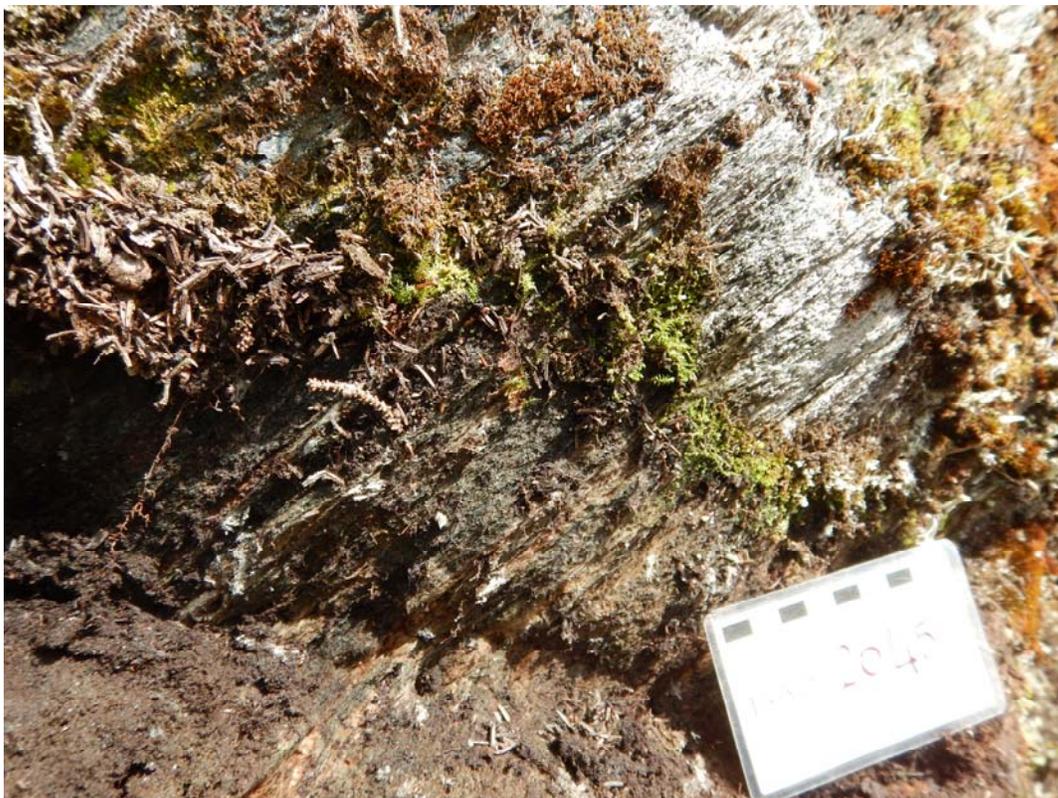


Figure 17: Illustration de la déformation intense observée sur l'affleurement 15-YD-2045 de métapyroxénite.

Les microstructures de déformation sont très bons indicateurs de la déformation. Les lames minces de métapyroxénite montrent très souvent une extinction roulante des amphiboles (Fig. 18).

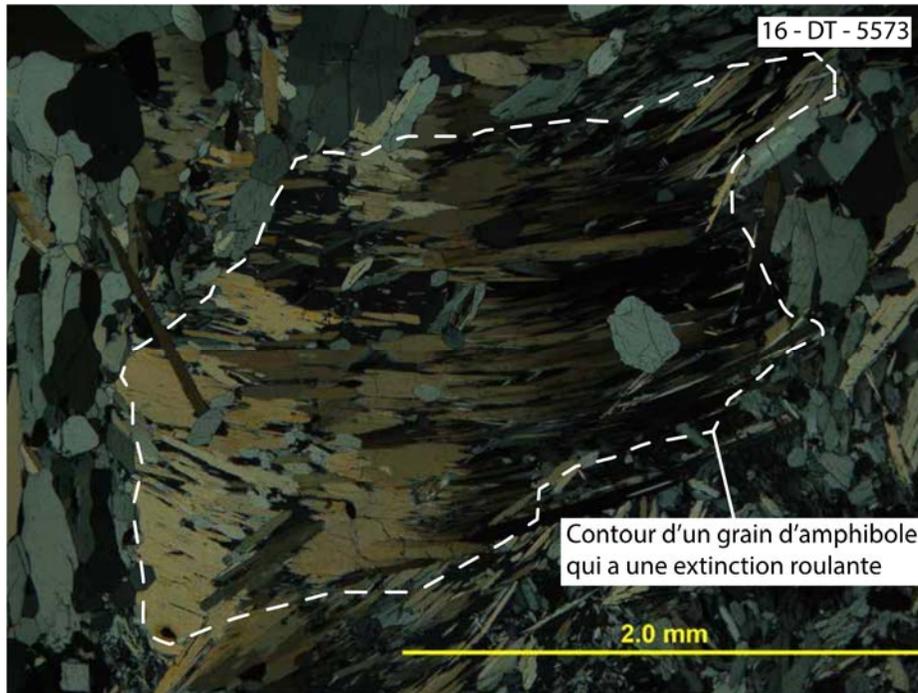


Figure 18: Extinction roulante d'un grain d'amphibole dans la 16-DT-5573

Il est parfois difficile d'évaluer le niveau de déformation des métapyroxénites à cause de la minéralogie de la roche. Les amphiboles qui composent à au moins 90% les métapyroxénites sont grossières et compétentes. Une pyroxénite qui subit les mêmes contraintes qu'une gabbro norite aura tendance à ne pas être foliée en comparaison de la gabbro norite. Ceci, parce que la proportion modale en plagioclase et quartz est beaucoup plus importante dans la gabbro norite. L'affleurement 16-DT-5581 (Fig. 19) est un bon indicateur du niveau de déformation des métapyroxénites.

La figure 19A permet de voir un dyke de métagabbro norite centimétrique qui vient recouper l'encaissant qui est la métapyroxénite. La figure 19B est une photo du contact illustrant une foliation très nette de la métagabbro norite qui n'est pas perçue dans la métapyroxénite. Cette information permet de comprendre que l'unité de métapyroxénite a subi une recristallisation et qu'elle est aussi déformée. Cette déformation ne se matérialise pas nécessairement par une foliation/schistosité (à l'exception de 15-YD-2045), mais plutôt par l'intermédiaire de microstructures de déformation ou par l'exemple de l'affleurement 16-DT-5581.

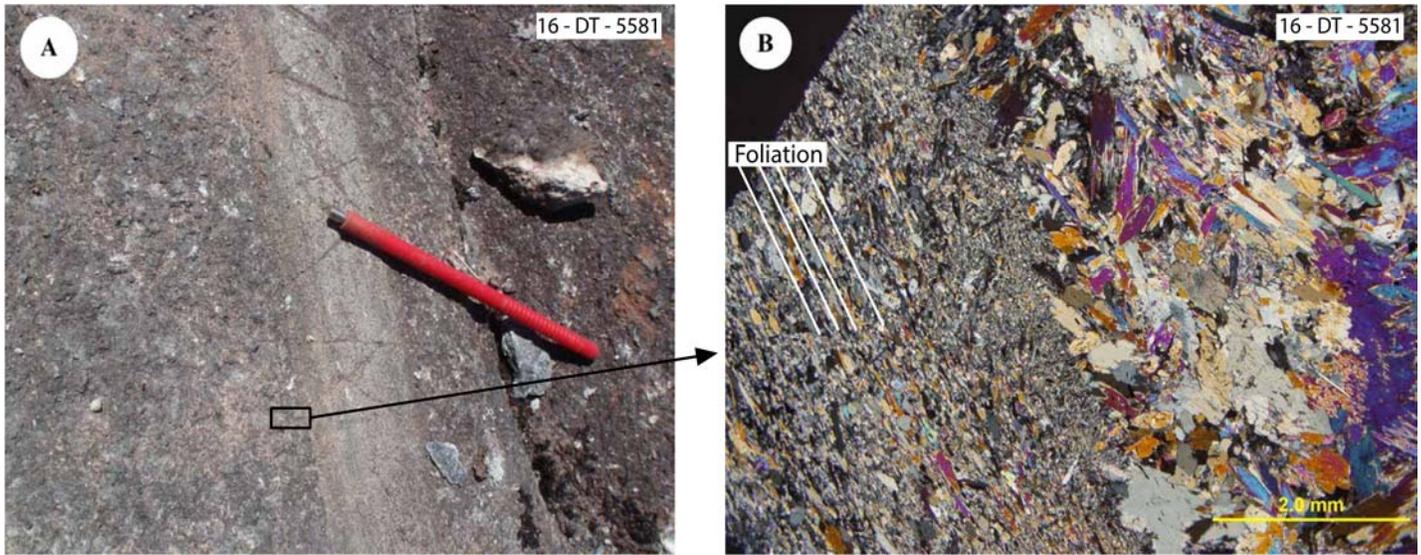


Figure 19: A) Le carré noir représente la lame mince qui est illustré en B et qui marque le contact entre la métapyroxénite et dyke gabbronoritique. B) Illustration de la foliation dans la partie gabbronoritique qui n'est pas perçue dans la partie métapyroxénitique.

À la lumière de ces observations, la métapyroxénite semble avoir subi une importante recristallisation. Les observations au microscope montrent que les textures primaires sont très peu conservées. Les affleurements de métapyroxénite, qui ont été observés, suivent la même direction que celle de la Ceinture de Colomb-Chaboulié dans la partie sud-ouest; c'est-à-dire celle de la schistosité régionale qui est SO-NE. Tous les échantillons de métapyroxénite, qui ont été prélevés dans le cadre de cette maîtrise, suivent la direction de la schistosité. La métapyroxénite est aussi déformée, l'affleurement 15-YD-2045 en est la preuve. D'autres indicateurs de déformation comme l'extinction roulante des amphiboles et la zone de contact à l'affleurement 16-DT-5581 viennent confirmer cette observation. Non loin de ces affleurements de métapyroxénite se trouve l'unité de métagabbronorite; à 100-300 m vers le nord-ouest. L'unité de métagabbronorite contient la minéralisation. Les indices en platine et palladium, mais aussi en nickel-cuivre qui se retrouvent dans les roches métagabbronoritiques suivent la même orientation que les roches métapyroxénitiques. En d'autres termes, les indices suivent aussi la direction de la schistosité (SO-NE).

La métagabbronorite

La métagabbronorite se retrouve en très grande partie (90%) dans la portion sud-ouest de la Ceinture le Colomb-Chaboullié; (unité Acch 4; Fig. 14). Il y en a aussi dans la portion nord-est (Fig. 9), mais en moins grande proportion (10%). La métagabbronorite se présente typiquement comme une roche moyennement grenue, mélanocrate à mésocrate, pouvant être massive ou foliée (Fig. 20). Selon les observations de terrain, trois types de faciès ont été identifiés :

- Le premier faciès qui est associé aux minéralisations connues (les affleurements de RP-6138, SM-5080 et SM-5164) est une métagabbronorite qui a l'apparence d'une métapyroxénite en surface; c'est-à-dire une roche grenue avec des cristaux de pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles qui ressortent en relief positif dans les surfaces affleurantes. La roche a un aspect cabossé et elle est rugueuse, des caractéristiques en surface altérée qui rappellent celles de la métapyroxénite (Fig. 20C).
- Le deuxième faciès se démarque par la présence de cristaux d'amphiboles grossiers en surface (facilement reconnaissable et présentant parfois un aspect poreux), avec un diamètre moyen de 3 cm et qui peuvent, en fonction du plan sur lequel la roche est visualisée, montrer une orientation préférentielle (Fig. 20A et B). En cassure fraîche, ces roches sont similaires à celles qui sont associées aux zones minéralisées, c'est-à-dire une roche mésocrate à mélanocrate, équi-granulaire à grains fins à moyens.
- Le troisième faciès ressemble fortement à ce qui est décrit comme "vari-textured" (Fig. 20F). La variation de la taille des grains dans la même unité est caractéristique de ce faciès, qui est par ailleurs retrouvée dans le dépôt du complexe du Lac des Îles (Barnes et al., 2011).



Figure 20: A, B et C) les photos montrent les cristaux des pyroxènes pseudomorphés en amphibole grossiers qui sont retrouvés en surface dans les affleurements de métagabbroïte. D) la photo permet d'avoir un aperçu de la roche métagabbroïtique en cassure fraîche. E) la photo montre la foliation qui peut être observée dans ces unités et qui est associée à la déformation régionale. F) la photo donne un aperçu d'un métagabbroïte "vari-textured".

Comme mentionné antérieurement, le métamorphisme occupe une place importante dans l'étude de ce secteur. La majorité des roches sont métamorphosées au faciès schistes verts supérieur à amphibolite inférieur. Beaucoup des textures observées en lame mince sont très clairement métamorphiques (Fig. 21), mais il est encore possible de distinguer des textures ignées qui sont relativement bien conservées (Fig. 22).

- Le plagioclase a une proportion modale qui varie grandement (20 à 80%). Cette variation dans la proportion en plagioclase implique différentes nomenclatures pour les faciès métagabbroïtiques. La majeure partie des lames minces de roches mafiques sont effectivement des métagabbroïtes (95%), il y a deux lames qui sont situées dans la partie plus centrale des intrusions mafiques (DT- 5508 et DT-5509) montrent une composition plutôt anorthositique. Donc en terme compositionnel ces roches ne sont pas uniformes. Le plagioclase est généralement bien cristallisé, de forme tabulaire, idiomorphe, à grain moyen à grossier (2 mm à 1 cm). Les cristaux de plagioclase sont souvent affectés par la déformation. Ces plagioclases sont soit cassés, soit ondulés sous l'effet de la déformation. Ainsi sur la figure 20A et B, il est possible de voir l'effet de la déformation ductile qui se manifeste sous la forme de microkinks dans les plagioclases. C'est une microstructure de déformation qui est généralement commune dans les plagioclases. Certains plagioclases présentent une faible altération (séricitisation).
- Tout comme pour le plagioclase, l'amphibole occupe une proportion modale variable (10 à 75%). Il est très difficile, optiquement, de faire la distinction entre l'actinote et la hornblende verte; la différence est très subtile. La chlorite et l'épidote ont été observées dans la majorité des lames minces. Ce qui veut dire que le faciès métamorphique serait probablement aux schistes verts. Donc l'amphibole serait généralement de l'actinote. Très facilement distinguable en lame mince, l'amphibole apparaît sous la forme de petites baguettes allongées (0,4 à 2 mm) qui peuvent être soit tabulaires, soit aciculaires. Le relief est moyen, ainsi que la biréfringence. C'est un minéral fortement pléochroïque (vert clair à vert moyen). C'est aussi par l'intermédiaire de l'amphibole que l'intensité de la déformation est notable. Les prismes d'actinotes montrent une orientation préférentielle qui souligne la foliation (Fig. 20C et D) et certains grains d'actinote sont pliés voir cassés.

- Les grains de quartz, qui sont souvent en phase mineure ou accessoire (1 à 5%), se distinguent aussi très facilement grâce à leur forme polygonale parfaite. Les grains sont fins (en moyenne 0,2 mm), à faible relief et à faible biréfringence.
- L'épidote est très souvent en phase accessoire (1 à 3%), sauf pour les roches minéralisées. Elle est hydromorphe à xénomorphe. Il est possible de distinguer deux types d'épidote : la clinozoisite et la pistachite. Le deuxième nommé est très facilement identifiable, car il se présente sous la forme d'un manteau d'arlequin; donc une forte biréfringence variable au sein d'une même section. Tandis que, la clinozoisite a une biréfringence faible avec une teinte anormale polarisant dans les bleus gris du 1^{er} ordre (fig. 23B).
- La biotite qui est aussi une phase accessoire (1-2%) apparaît dans certaines lames. Sur les 50 lames minces étudiées, 4 ont montré la présence de biotite. Elle est facilement distinguable à cause de son fort pléochroïsme (brun clair à brun foncé), de sa couleur brune, de sa forme prismatique allongée, et de son extinction droite.
- Finalement, la chlorite, est l'une des phases minérales majeures des roches métagabbroïtiques. Sa proportion modale varie de 2 à 30%. Elle a souvent une extinction ondulante, en réponse à la déformation. La chlorite est généralement prismatique (lamelle courbée), légèrement allongée, avec une taille de grain moyenne de 0,5mm.

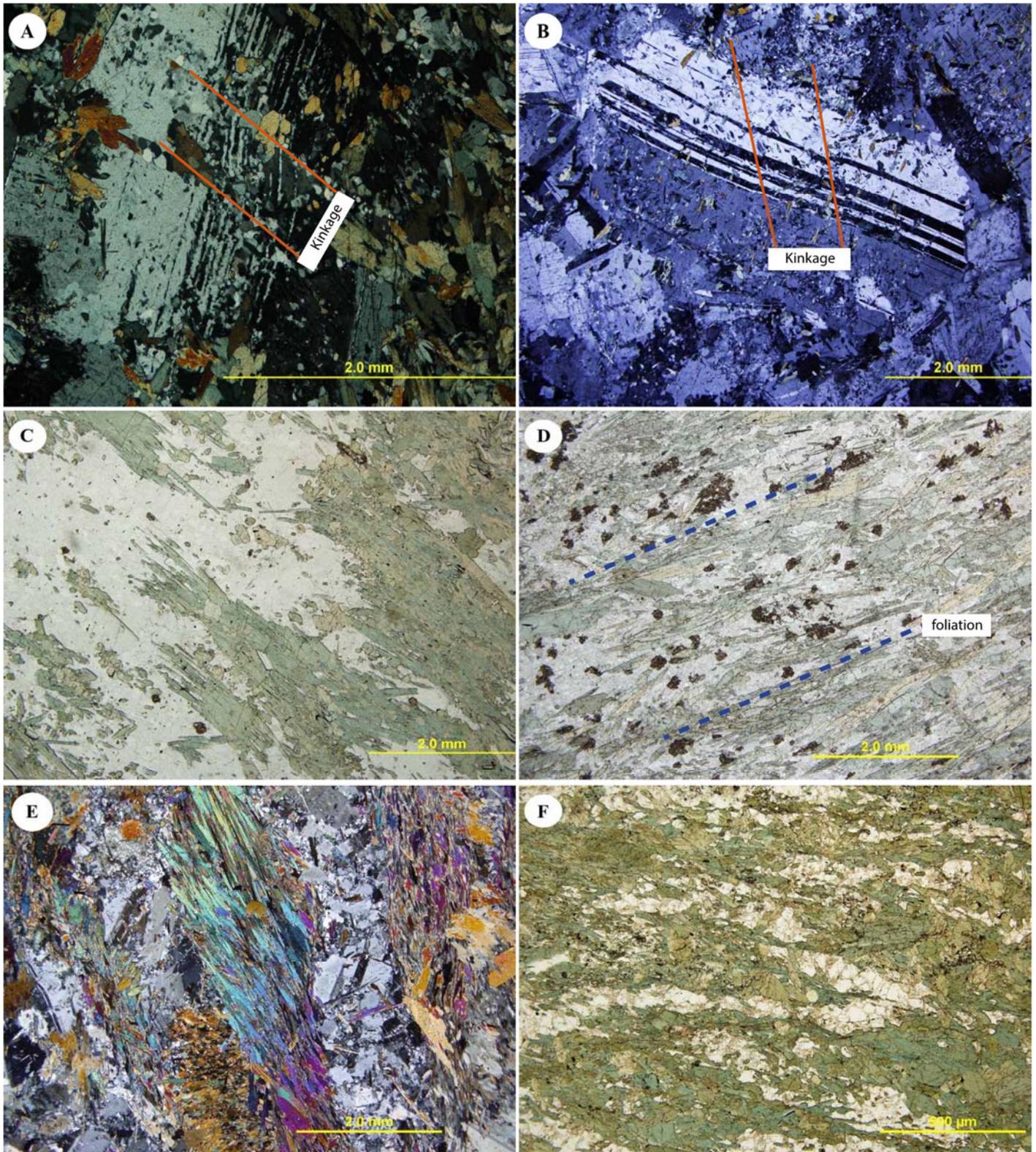


Figure 21: Cette série de photo a pour objectif de montrer les textures métamorphiques observées dans les unités de métagabbronorite. A et B) les photos permettent de voir les microkinks dans les plagioclases. C et D) les photos mettent en évidence la foliation, soulignée par l'orientation préférentielle des prismes d'actinote. E et F) les photos montrent l'intense recrystallisation des amphiboles.

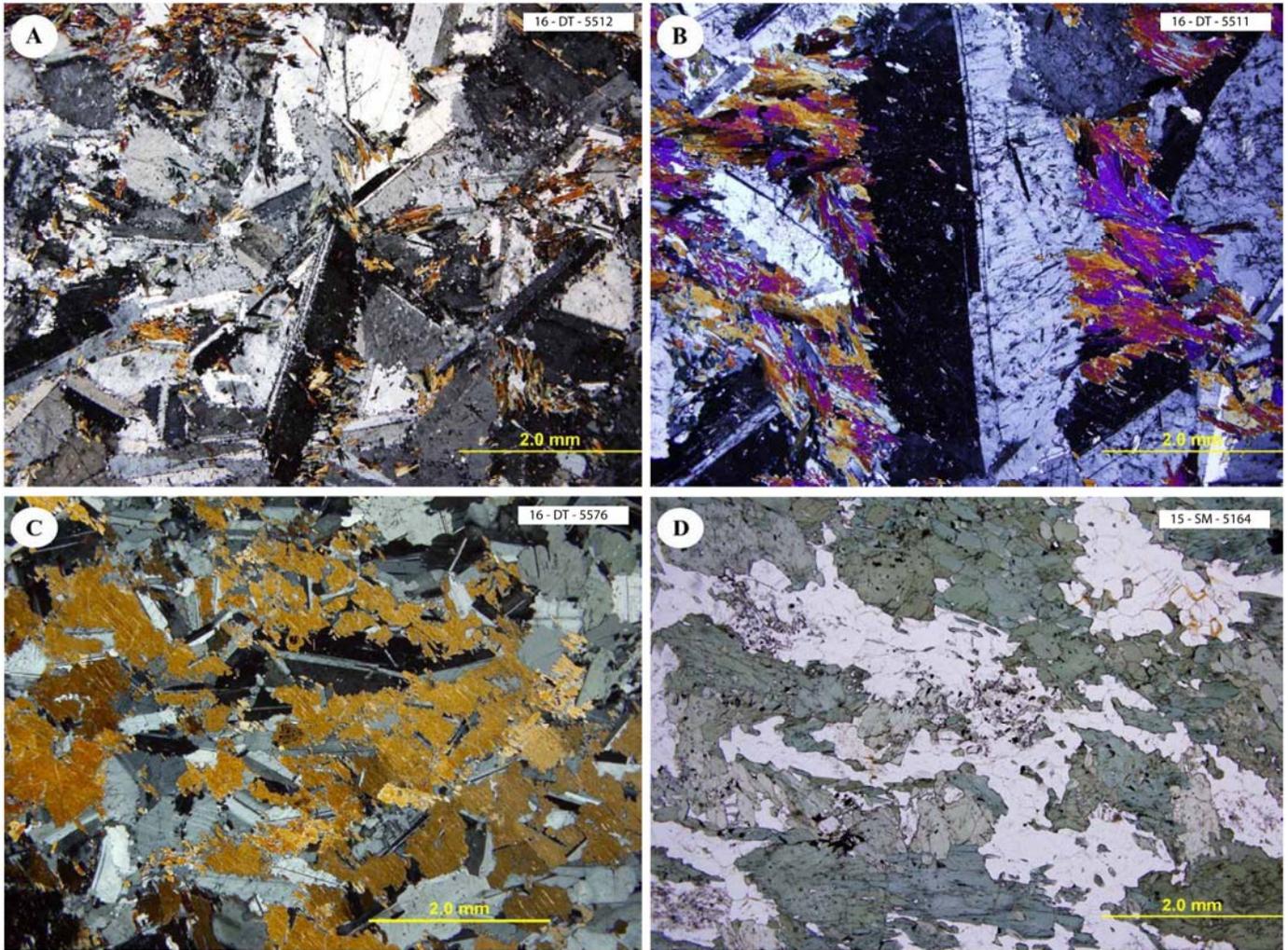


Figure 22: A et B) les photos permettent de voir que le métagabbro présente parfois des textures ignées préservées (adcumulat). C et D) les photos montrent que la roche peut avoir texture ophitique.

Certaines roches métagabbroïtiques présentent des textures ignées préservées relativement bien reconnaissables (Fig. 22). Des plagioclases sont sous la forme de lattes allongées plus ou moins jointives délimitant des espaces occupés par des minéraux ferromagnésiens; (essentiellement de l'amphibole) associés à du quartz, de la chlorite, de la biotite, et de l'épidote. Il s'agit d'une texture ophitique à subophitique (Fig. 22C et D). Il est aussi possible de retrouver des gros cristaux poecilites de plagioclase, contenant de nombreuses inclusions d'actinote. Cette texture étant facilement associée à une texture ophitique. Finalement les roches les plus riches en plagioclase (jusqu'à 80%) et qui sont anorthositiques montrent une texture mésocumulative ou l'espace intercumulat est occupé par les amphiboles (Fig. 22A et B).

Métagabbroïte minéralisée

Les roches minéralisées, qui ont donné des anomalies ou des valeurs indicelles en éléments du groupe de platine, montrent relativement le même type d'assemblage minéralogique que les roches métagabbroïtiques sans minéralisation. De façon classique, il y a de l'amphibole (20 à 50%) et du plagioclase (15 à 25%) en proportion modale majeure, auxquels sont associés du quartz et de la biotite en phases accessoires. Cependant, la métagabbroïte minéralisée contient beaucoup plus d'épidote et de chlorite que leur contrepartie non minéralisée (Fig. 23). En effet, l'épidote, qui est une phase mineure (1-3%) dans les unités de métagabbroïte non minéralisée, peut atteindre jusqu'à 30% (15-30%) dans les roches minéralisées.

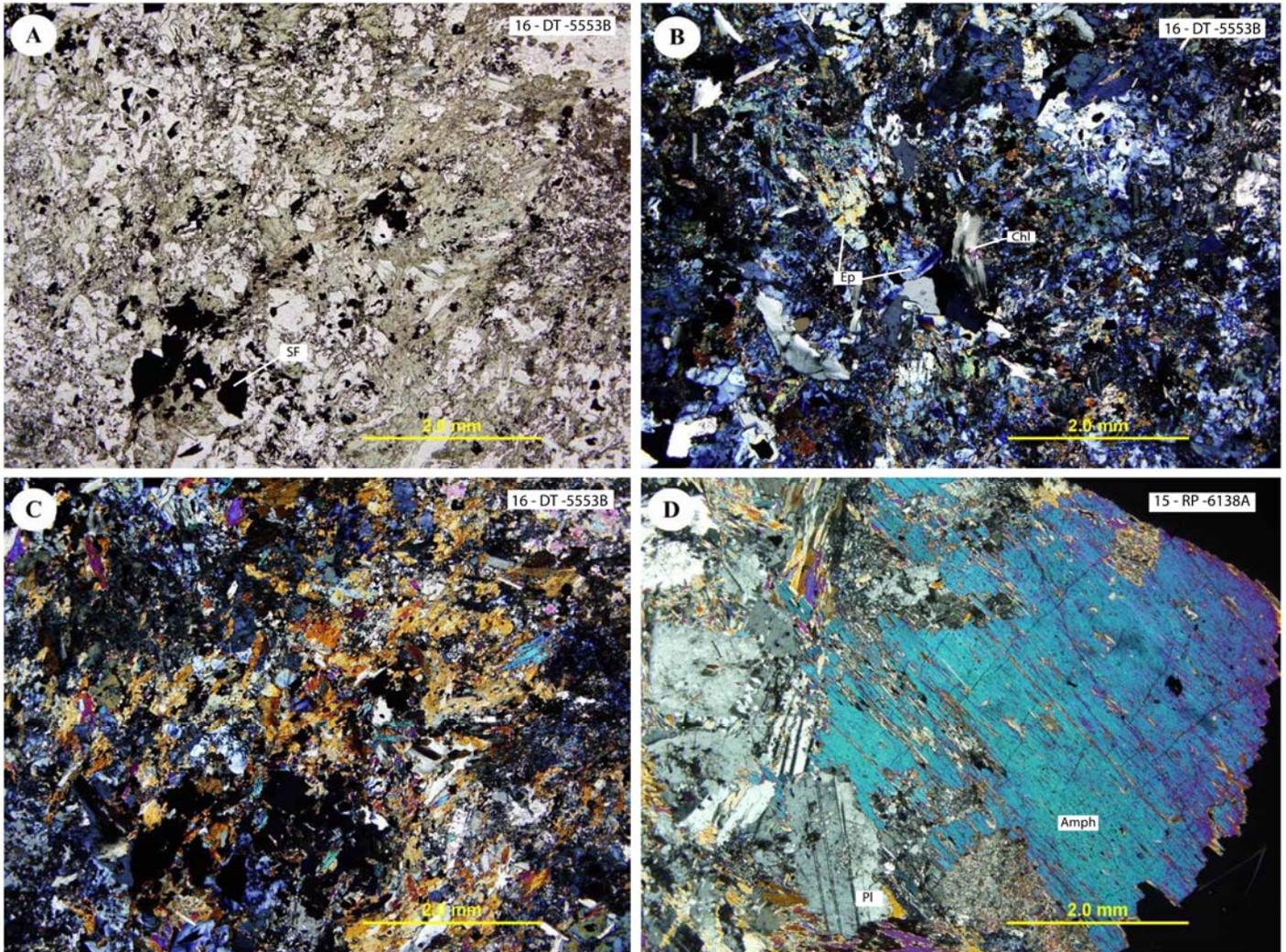


Figure 23: La planche 18 a pour but de montrer l'assemblage minéralogique de la métagabbronrite minéralisée. A, B et C. Série de photos illustrant l'abondance de l'épidote et de la chlorite dans ce type de roche. D) la photo met en avant une amphibole (Amph) grossière relativement bien préservée.

La roche felsique

La roche felsique contenue dans l'unité de métagabbronrite est une observation récurrente qui a été noté à plusieurs reprises. Sur les affleurements, ce matériel felsique et leucocrate est bien visible par le contraste de couleur net avec les métagabbronrites qui sont souvent mélanocrates. La roche felsique se présente sous forme d'enclaves qui sont centimétriques à métriques (Fig. 24B, C et D). La description pétrographique de la roche felsique suivante est fondée sur une seule lame mince (Fig. 25).



Figure 24: A. le matériel felsique qui vient recouper la roche métagabbronitique. B et C) les photos montrent que la roche felsique est contenue dans la métagabbronitique sous la forme d'enclave. D) la photo permet de voir une bordure réactionnelle entre les deux lithologies.

L'assemblage minéralogique de la roche felsique présente comme phases majeures du quartz (70%) et du plagioclase (20%), auxquelles sont associés de l'épidote et de la séricite issues de l'altération des plagioclases, et un peu de carbonate, comme phases accessoires.

Les grains quartz montrent globalement des formes polygonales. à la taille de ces grains est très fines, et comprise entre 0,05 et 0,3 mm. Cette texture polygonale du quartz témoigne d'une recristallisation statique. Certains grains de quartz montrent localement un léger allongement selon direction préférentielle qui pourrait définir une foliation (Fig. 25B). Les plagioclases sont à grains fins et sont idiomorphes. Ils sont facilement reconnaissables par leur forme, les macles polysynthétiques et un début d'altération en séricite.

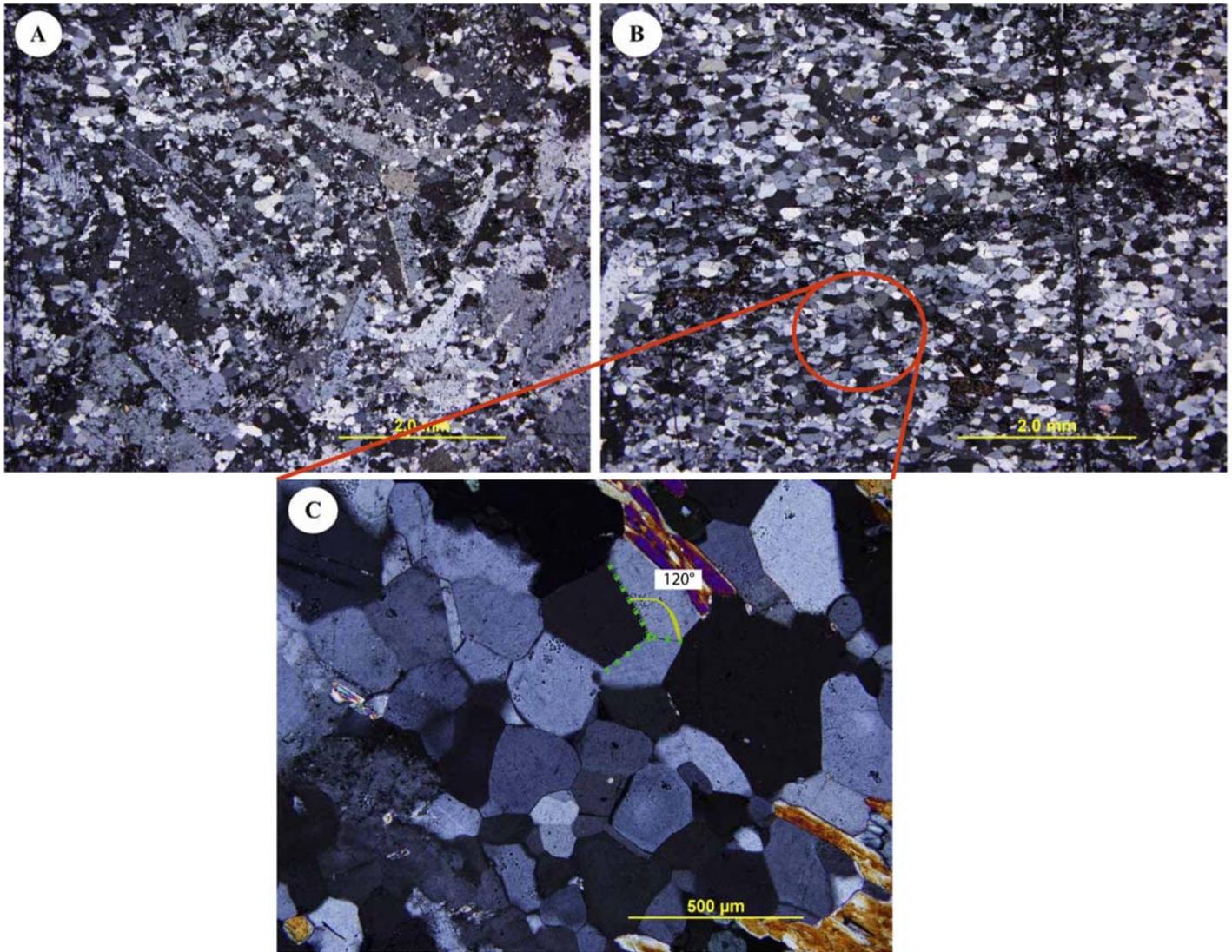


Figure 25: A) la photo montre l'assemblage minéralogique de la roche felsique, qui est majoritairement composée de quartz et de plagioclase. B) la photo permet de voir la texture polygonale des grains de quartz. Ces grains montrent aussi un léger allongement dans une direction préférentielle, qui semble définir une foliation. C) la photo qui est une vue rapprochée de l'encadrer de la photo B illustre en détail la jonction triple entre les grains de quartz et donc la recristallisation statique.

Nos observations ne permettent pas d'établir systématiquement une relation spatiale directe entre les roches minéralisées et la présence de zones riches en roche felsique. Cependant, comme cela a été démontré par de nombreux auteurs (voir la partie sur ajout d'un contaminant); un gisement de sulfure magmatique riche en Ni-Cu-EGP est plus susceptibles de se former si le magma à l'origine des roches intrusives mafiques et ultramafiques a subi une contamination par du matériel crustal (souvent des sédiments), favorisant ainsi la précipitation des sulfures.

Basaltes amphibolitisés

Les basaltes amphibolitisés (unité Acch 1, Fig. 26) dominent les roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Selon Bandyayera et Daoudene (en préparation), les basaltes amphibolitisés sont finement grenus, gris verdâtre en cassure fraîche et à patine d'altération vert foncé à noire et parfois gris blanchâtre. L'unité Acch1 contient en proportions égales des basaltes coussinés et des basaltes massifs, et elle présente parfois des brèches de coulées. Les coussins sont souvent allongés et aplatis, et ils montrent des bordures hyaloclastiques bien préservées, de couleur noir foncé (Fig. 26D).

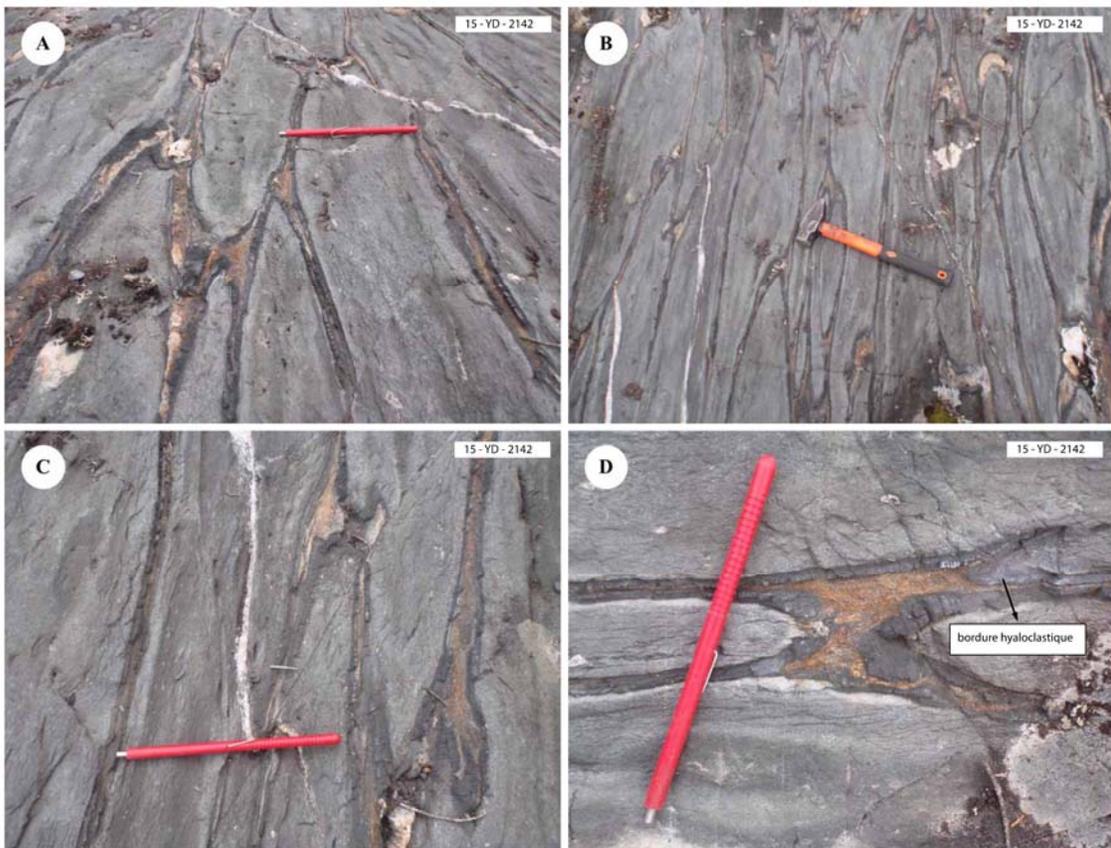


Figure 26: A, B et C) basalte coussiné où les coussins sont aplatis et allongés. D) le matériel noir représente une bordure hyaloclastique bien préservée.

La présence de roche volcanique coussiné dans la Ceinture de Colomb-Chaboullié pourrait être un des éléments permettant de comprendre l'environnement de formation de ces intrusions mafiques et ultramafiques.

Minéralisation

La cartographie de terrain a permis de montrer que la minéralisation se présente typiquement sous la forme de sulfures disséminés dans l'unité de. Les roches, qui ont fourni des teneurs indicelles en Ni, Cu et/ou EGP, ont une proportion modale de sulfures variant de 10 à 15% (Fig. 27). Les quatre échantillons choisis (16-DT-5553, 15-RP-6138, ,16-DT-5530, 15-SM-5164) ont fourni des valeurs indicelles en Pt + Pd allant respectivement de 470 ppb à 1375 ppb. Les zones minéralisées se présentent sous forme de niveaux rouillés centimétrique à métriques. La métagabbroïte contenant la minéralisation est massive, moyennement grenue et généralement mélanocrate. La présence d'oxydes dans ces roches est non négligeable. Il y a de la magnétite et de l'ilménite. Les deux oxydes se retrouvent dans les roches métagabbroïtiques en faible proportion (2% au maximum). Par contre, dans les roches ultramafiques comme la métapéridotite, la proportion d'oxydes est plus importante (jusqu'à 6 %, Fig. 28).



Figure 27: Échantillon de métagabbroïte contenant des sulfures disséminés à environ 10%.

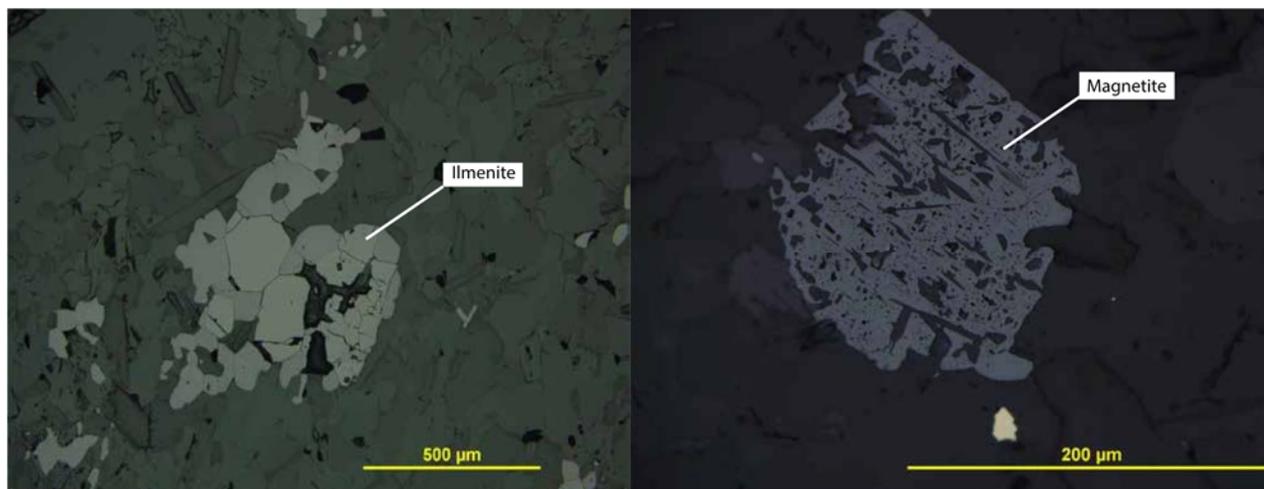


Figure 28: La planche 28 montre les deux types d'oxydes qui sont retrouvés dans les intrusions mafiques/ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié; soit l'ilménite et la magnétite.

Les sulfures se présentent typiquement sous la forme de grains xénomorphes, mesurant en moyenne 1 mm (0,1 à 3 mm). Cependant, ils peuvent être parfois idiomorphes (exemple de la pyrite, de forme cubique). La pentlandite apparaît souvent sous la forme d'exsolution lamellaire dans la pyrrhotite (Fig. 29B et 29C). De toutes les lames minces qui ont été observées, quatre types de sulfures ont été répertoriés : la pyrrhotite, la chalcopyrite, la pentlandite et la pyrite (Fig.24). La proportion modale moyenne est la suivante : pyrrhotite (50%), chalcopyrite (30%), pentlandite (5%) et pyrite (15%). Il y a deux types d'assemblages associés aux roches sulfurées de la Ceinture de Colomb-Chaboullié :

- pyrrhotite + chalcopyrite + pentlandite pour les roches qui ont des teneurs indicelles en platine et palladium.
- pyrite + chalcopyrite pour les roches riches en sulfures mais sans teneur indicelle.

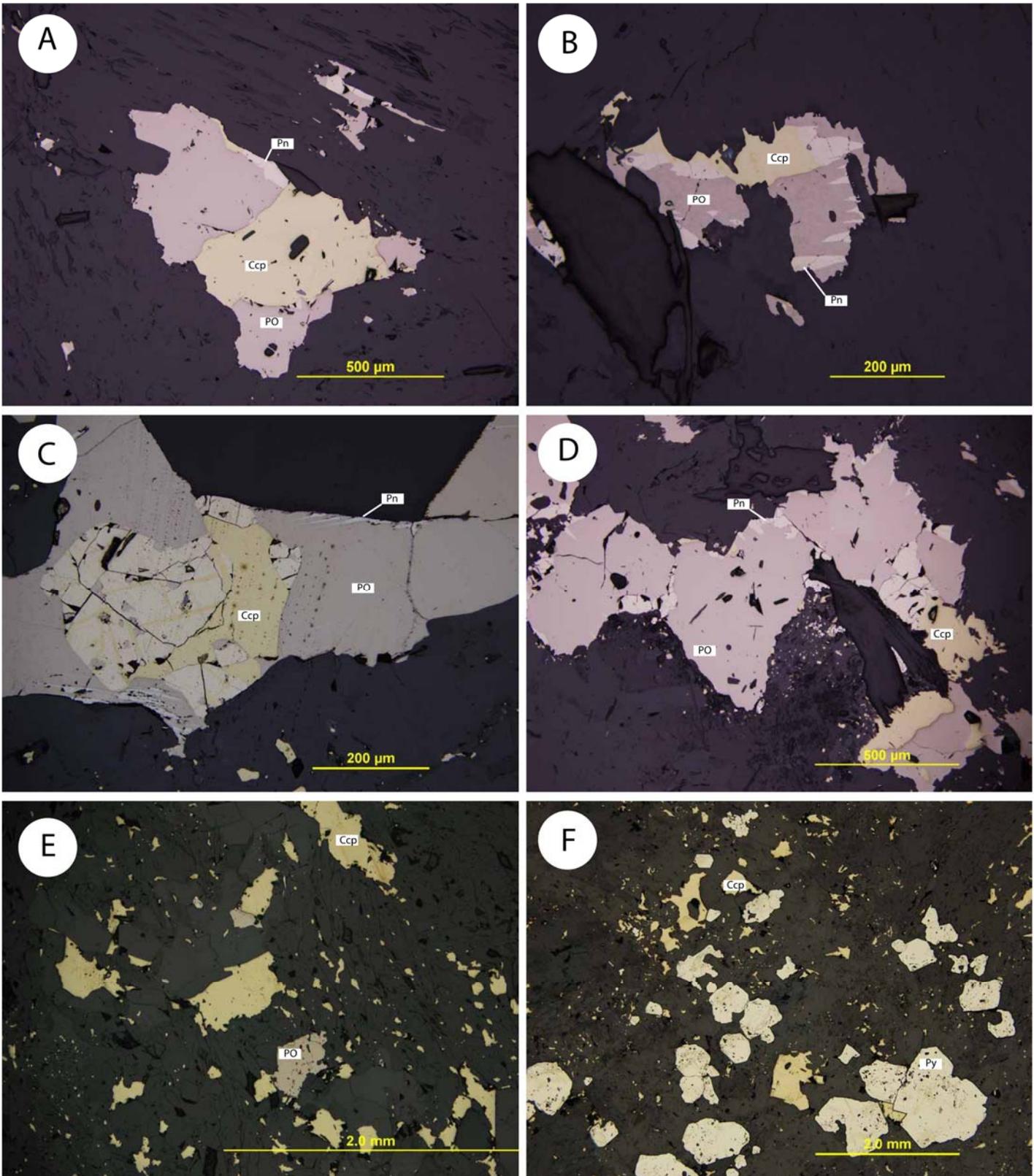


Figure 29: La planche 29 présente l'assemblage observé (typiquement) dans les sulfures magmatiques; à savoir : pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Ccp), pentlandite (Pn) et +/- pyrite (Py).

Sommaire des observations pétrographiques

La cartographie de terrain et les observations pétrographiques des roches mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié ont permis de ressortir les points suivants :

- Les unités de métapériidotite sont localisées exclusivement dans la portion nord-est de la Ceinture de Colomb-Chaboullié tandis que la majorité des roches métagabbronoritiques et métapyroxénitiques sont localisées dans la portion sud-ouest.
- La métapériidotite est facilement reconnaissable sur le terrain grâce à sa couleur de surface et la croûte d'altération brunâtre de la roche en cassure fraîche. C'est une unité qui présente des veinules de magnétite bordée de serpentine, ainsi qu'une fabrique est-ouest (shistosité) et des reliques d'olivines.
- La métapériidotite, tout comme le métagabbronorite et la métapyroxénite, montre clairement que ces intrusions sont métamorphosées au faciès des schistes verts supérieur à amphibolite inférieure.
- La métapyroxénite se distingue relativement bien sur le terrain grâce à sa couleur vert foncé et aussi par son aspect rugueux en surface altérée. Cette unité est déformée et recristallisée.
- La métagabbronorite se présente sur le terrain sous deux aspects. Il peut être folié (très déformé) ou massif. Les unités métagabbronoritiques, fortement déformées, sont localisées proche du contact avec les intrusions métapyroxénitiques (Fig. 15E).
- La métagabbronorite est beaucoup moins déformé en s'éloignant de la zone de contact avec la métapyroxénite (vers le nord-ouest). Il est même possible de reconnaître des textures ignées plus ou moins bien préservées dans les zones moins déformée.
- Les enclaves de roches felsiques sont contenues dans les affleurements de métagabbronorites. Ces enclaves seraient le contaminant ayant permis de pouvoir précipiter les sulfures.
- Finalement, la minéralisation est contenue en grande partie dans les unités de métagabbronorite. Ce sont des sulfures magmatiques disséminés avec un assemblage typique : pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, ± pyrite.

Discussion

La figure 30 (ligne jaune en trait plein et en pointillé) permet d'observer la relation spatiale existant entre les différentes anomalies/indices en éléments du groupe de platine. Il est possible de remarquer que ces indices suivent la stratigraphie (NE-SO) et sont localisés dans les faciès métagabbronoriques non loin du contact avec les faciès métapyroxénitiques. À partir des observations de terrain, des observations pétrographiques et de la position des anomalies/indices répertoriées; il est possible de suggérer que la ligne jaune pourrait représenter une zone avec un potentiel économique non négligeable en EGP.

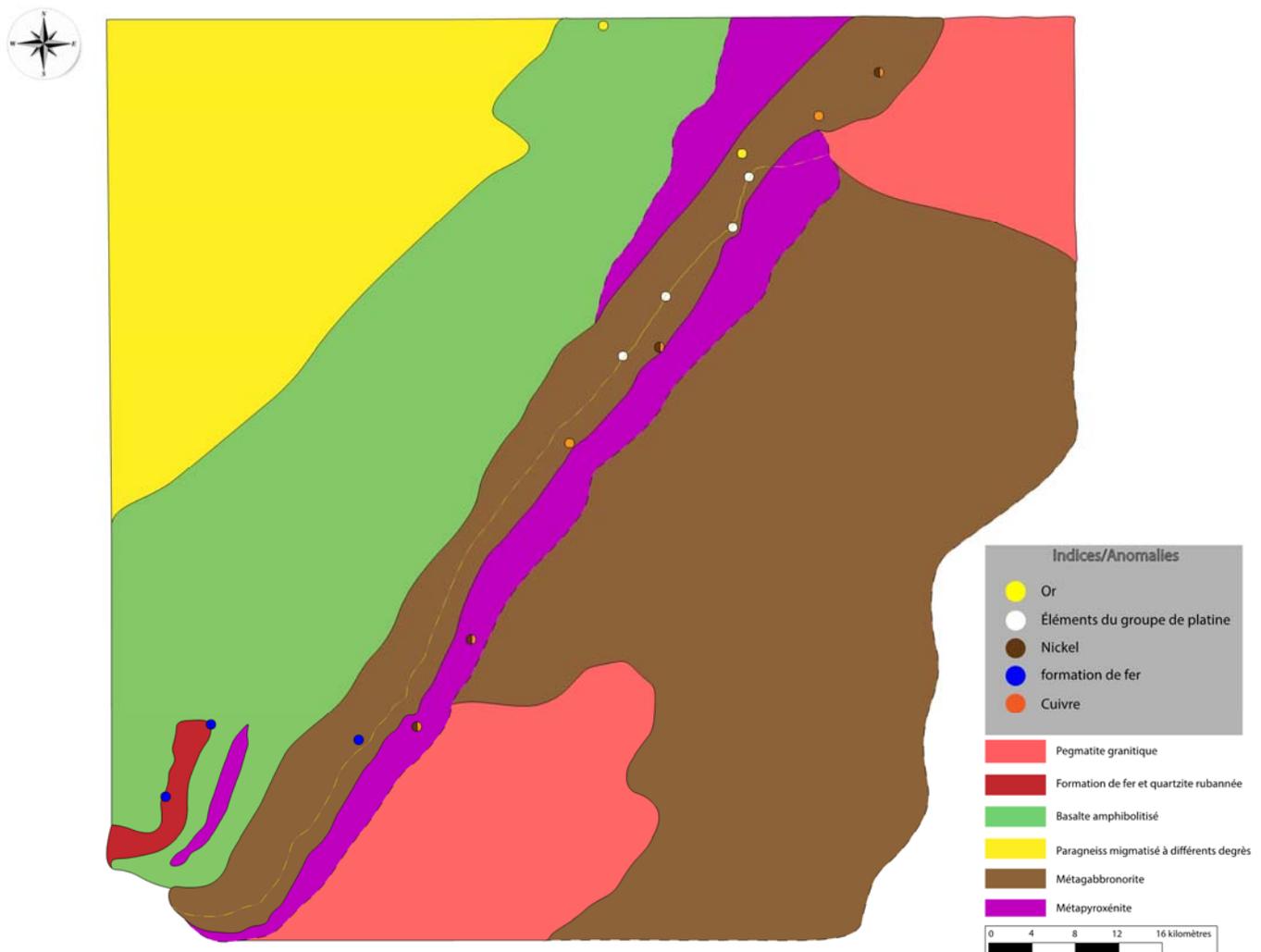


Figure 30: Carte interprétative de la partie sud-ouest de la ceinture de Colomb-Chaboullié; selon les travaux de cartographie antérieure, ainsi que les nouvelles données lithologiques et pétrographiques.

L'assemblage minéralogique observé dans les sulfures de la Ceinture de Colomb-Chaboullié est similaire à l'assemblage qui est observé dans les gisements de Ni-Cu-EGP magmatiques (Fig. 31). La minéralisation serait alors magmatique.

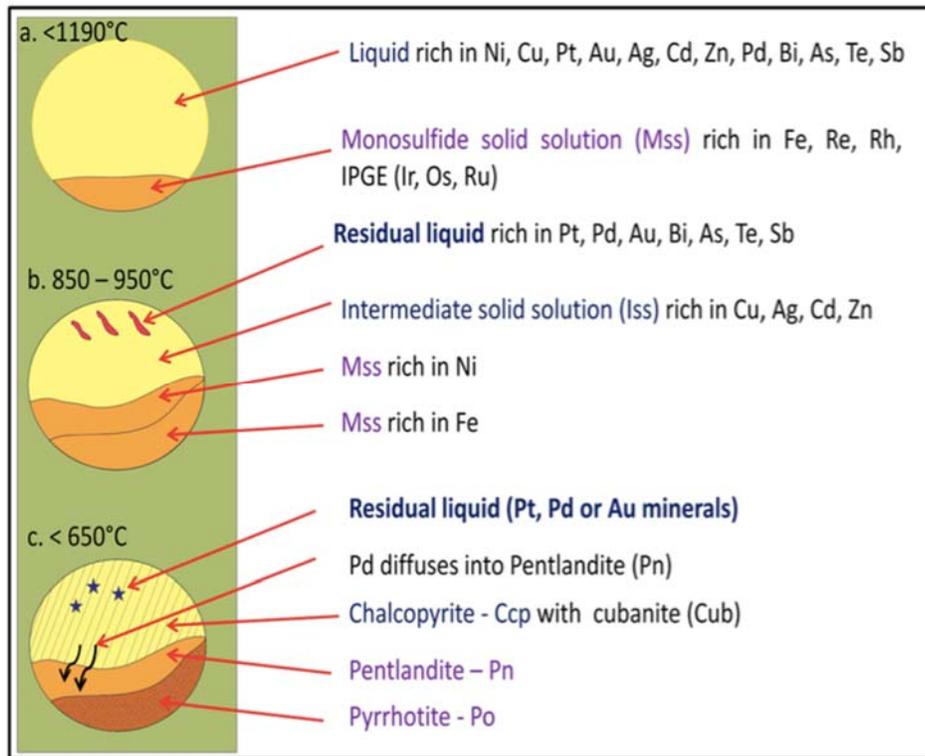


Figure 31: Étapes de formation des sulfures magmatiques. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005)

Il y aurait une corrélation à faire entre la minéralisation et la présence de roches felsiques associées aux intrusions métagabbroïtiques. Ce matériel leucocrate, composé de quartz et de plagioclase, apparaît sur les affleurements sous la forme d'enclaves/xénolites. Ainsi les roches felsiques observées dans la métagabbroïte, qui d'ailleurs contient les teneurs indicelles en Ni, Cu et Pt + Pd, pourraient être le contaminant qui a peut-être permis d'atteindre la saturation en sulfures.

Travaux à venir

Les travaux à venir viseront à confirmer les observations pétrographiques qui ont été réalisées à ce jour, et à les compléter avec de nouvelles données géochimiques. Ces travaux permettront :

- a) de déterminer les affinités magmatiques (komatiite, tholéiite, calco-alkalin) associées à ces intrusions mafiques/ultramafiques,
- b) D'identifier spécifiquement les lithologies associées à chaque unité en utilisant le calcul de la norme CIPW,
- c) de préciser l'origine des magmas afin de caractériser potentiel économique des intrusions mafiques et ultramafiques de la Ceinture de Colomb-Chaboulié.

En outre, les résultats des analyses géochimiques des différentes unités associées aux minéralisations Ni-Cu-EGP de la région permettront de préciser :

- a) les environnements tectoniques de formation de ses roches et les relations cogénétiques entre les différentes roches; par l'intermédiaire des diagrammes des terres rares et des diagrammes multiéléments,
- b) les processus pétrogénétiques à l'origine de différentes roches par l'intermédiaire des rapports de Pd/Ir vs Ni/Cu et Ni/Pd vs Cu/Ir s sulfures.

Parallèlement, les analyses à la microsonde électronique serviront à déterminer les concentrations en éléments majeurs et mineurs des minéraux primaires et des sulfures dans l'objectif de : préciser la nature des phases minérales présentes, soit le contenu en Fo des olivines, ou le contenu en En-Wo-Fs des pyroxènes, ou encore le contenu en An des plagioclases.

Enfin, les analyses au LA-ICP-MS (laser) seront réalisées au LabMaTer à l'UQAC pour déterminer les concentrations en éléments mineurs et traces dans les oxydes et les sulfures. Les données obtenues seront comparées à des données de la littérature pour une corrélation.

Références

Arndt, N. T., Lesher, C.M. and Czamanske, G.K., 2005. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Economic Geology, 100th Anniversary volume*, pp.5-24.

Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Walker, R.J., Chauvel, C. and Fedorenko, V.A., 2003. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Economic Geology*, 98(3), pp.495-515.

Bandyayera, D., et Daoudene, Y., en préparation. Géologie de la région du la Nemiscau, secteur du lac rodayer (SNRC 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE).

Barnes, S.J., 1990. The use of metal ratios in prospecting for platinum-group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 37(1), pp.91-99.

Barnes, S.J. and Francis, D., 1995. The distribution of platinum-group elements, nickel, copper, and gold in the Muskox layered intrusion, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 90(1), pp.135-154.

Barnes, S.J. and Lightfoot, P.C., 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group contents. *Econ Geol 100th Anniversary volume*, pp.173-213.

Barnes, S.J. and Gomwe, T.S., 2011. The Pd-deposits of the Lac des Iles Complex, north-western Ontario. *Rev Econ Geol*, 17, pp.351-370.

Begg, G.C., Hronsky, J.A., Arndt, N.T., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Hayward, N., 2010. Lithospheric, cratonic, and geodynamic setting of Ni-Cu-PGE sulfide deposits. *Economic geology*, 105(6), pp.1057-1070.

Campbell, I.H. and Naldrett, A.J., 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, 74(6), pp.1503-1506.

Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48(1-2), pp.99-156.

Card, K.D. and Ciesielski, A., 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian shield. *Geoscience Canada*, 13(1).

Eckstrand, O.R., Grinenko, L.N., Krouse, H.R., Paktunc, A.D., Schwann, P.L. and Scoates, R.F.J., 1989. Preliminary data on sulphur isotopes and Se/S ratios, and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox River Sill, Molson Dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. *Current Research Part C, Geological Survey of Canada, Paper*, pp.235-242.

Eckstrand, O.R. and Hulbert, L.J., 2007. Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological association of Canada, mineral deposits division, special publication*, 5, pp.205-222.

Fincham, C.J.B. and Richardson, F.D., 1954, April. The behaviour of sulphur in silicate and aluminate melts. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 223, No. 1152, pp. 40-62). The Royal Society.

Fortin, M.A., Riddle, J., Desjardins-Langlais, Y. and Baker, D.R., 2015. The effect of water on the sulfur concentration at sulfide saturation (SCSS) in natural melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 160, pp.100-116.

Ghiorso, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W. and Kress, V.C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5), pp.1-35.

Haughton, D.R., Roeder, P.L. and Skinner, B.J., 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, 69(4), pp.451-467.

Hocq, M., 1994. La province du Supérieur. *Géologie du Québec: Les Publications du Québec, Québec*, pp.7-20.

Holzheid, A. and Grove, T.L., 2002. Sulfur saturation limits in silicate melts and their implications for core formation scenarios for terrestrial planets. *American Mineralogist*, 87(2-3), pp.227-237.

Irvine, T.N., 1979. Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting. *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives* (pp. 245-306). Princeton University Press Princeton.

Matthey, J., 2007. Platinum—Annual Report. *Johnson Matthey, London*, 104.

Kelly, T.D., Matos, G.R., Buckingham, D.A., DiFrancesco, C.A., Porter, K.E., Berry, C., Crane, M., Goonan, T. and Sznoppek, J., 2010. Historical statistics for mineral and material commodities in the United States. *US Geological Survey data series*, 140.

Kerrick, R., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P., 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic geology*, 100, pp.1097-1136.

Leshner, C.M. and Arndt, N.T., 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos*, 34(1), pp.127-157.

Leshner, C.M. and 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(4), pp.804-816.

Li, C. and 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(2), pp.218-230.

Li, C. and Ripley, E.M., 2009. Sulfur contents at sulfide-liquid or anhydrite saturation in silicate melts: empirical equations and example applications. *Economic Geology*, 104(3), pp.405-412.

McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), pp.223-253.

Maier, W.D. and Groves, D.I., 2011. Temporal and spatial controls on the formation of magmatic PGE and Ni–Cu deposits. *Mineralium Deposita*, 46(8), pp.841-857.

Mavrogenes, J.A. and O'Neill, H.S.C., 1999. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(7), pp.1173-1180.

Naldrett, A.J., 2011. Fundamentals of magmatic sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 17, pp.1-50.

Naldrett, A.J., Keats, H., Sparkes, K. and Moore, R., 1996. Geology of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 2(5), pp.169-179.

Naldrett, A.J., Lightfoot, P.C., Fedorenko, V., Doherty, W. and Gorbachev, N.S., 1992. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores. *Economic Geology*, 87(4), pp.975-1004.

Queffurus, M. and Barnes, S.J., 2014. SELENIUM AND SULFUR CONCENTRATIONS IN COUNTRY ROCKS FROM THE DULUTH COMPLEX, MINNESOTA, USA: IMPLICATIONS FOR FORMATION OF THE Cu-Ni-PGE SULFIDES. *Economic Geology*, 109(3), pp.785-794.

Ripley, E.M. and Alawi, J.A., 1988. Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, USA. *Lithos*, 21(2), pp.143-159.

Ripley, E.M. and Li, C., 2003. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits. *Economic Geology*, 98(3), pp.635-641.

Shima, H. and Naldrett, A.J., 1975. Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-SO. *Economic Geology*, 70(5), pp.960-967.

Strekeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *Geology*, 7, pp.331-335.

Thériault, R.D., Barnes, S.J. and Severson, M.J., 1997. The influence of country-rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factor) on the genesis of the Dunka Road Cu-Ni-platinum-group element deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(4), pp.375-389.

Vogt, J.H.L., 1917. Die sulphid-silikat-schmetzlösungen. *Norsk Geol Tides IV*, pp.43-51.

Vogt, J.H.L., 1923. Nickel in igneous rocks. *Economic Geology*, 18(4), pp.307-353.

Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, pp.493-571.

Wendlandt, R.F., 1982. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 67, pp.877-885.