

MB 2018-45

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

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



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

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

MB 2018-45



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-Chaboulié (Baie-James)

Maîtrise en géologie et génie géologique

Rapport final

Un travail réalisé par : Pape Doudou Tague

Sous la supervision de :

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



**Énergie et Ressources
naturelles**

Québec



Résumé

La ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboullié est située dans la région de la Baie-James (Québec), entre les sous-provinces archéennes de Nemiscau et de l'Opatica. Elle est constituée d'un assemblage plurikilométrique d'unités volcaniques, plutoniques et sédimentaires orientées NE-SO à E-O. Les unités volcaniques et plutoniques regroupent des roches mafiques/ultramafiques métamorphisées au faciès schiste vert/amphibolite. Ce contexte pourrait être favorable pour des minéralisations magmatiques d'intérêt économique. Cependant, l'origine de ces roches demeure inconnue. Cette étude vise à classer et comprendre le mode de formation de ces unités lithologiques selon des critères pétrographiques, géochimiques, et économiques dans un système géodynamique.

La portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboullié met en évidence deux séries magmatiques. Les roches de la première série magmatique sont essentiellement composées d'un assemblage secondaire de serpentine + trémolite + chlorite avec des reliques d'olivine. Les affleurements de cette série magmatique montrent des textures volcaniques (fractures de refroidissement et joints polygonaux). La base de la coulée est formée de cumulats d'olivine et de lamelles d'olivine orientées qui évoluent vers une texture spinifex en remontant la séquence. L'architecture des coulées volcaniques suggère que ces roches sont des komatiites. L'affinité komatiitique de cette unité lithologique est confirmée par la composition chimique des roches ($MgO > 18\%$, $TiO_2 < 1\%$, et $Al_2O_3/TiO_2 \approx 20$) et des olivines ($Fo \approx 84,5$). Les diagrammes de classification et les diagrammes de terres rares et multiéléments suggèrent qu'il s'agit de komatiites de type Munro. Les komatiites sont des cibles pour les dépôts de Ni. Cependant, la teneur en métaux de ces roches (valeurs mantelliennes) indique qu'ils n'ont pas atteint la saturation en sulfures, ce qui minimise alors le potentiel de cette unité à ce niveau stratigraphique.

Les roches de la seconde série magmatique contenue dans la portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboullié sont des gabbros tholéiitiques riches en fer. Ces gabbros d'affinité tholéiitique sont le produit d'un magma évolué et fractionné. La teneur maximale en V de 400 ppm dans ces roches en fait une bonne cible pour l'exploration de V.

Une des unités mafiques contenues dans la portion SO de la ceinture est un basalte riche en MgO d'affinité tholéiitique dont les diagrammes multiéléments sont typiques de ceux des ceintures de roches vertes archéennes. Les roches plutoniques (gabbro, leucogabbro et pyroxénite), qui sont essentiellement composées d'amphibole et de plagioclase, seraient comagmatiques avec le basalte riche en MgO. Le modèle réalisé grâce au programme «Rhyolite-MELTS» indique que la différenciation magmatique au sein de l'unité intrusive mafique de gabbro s'expliquerait par un processus de cristallisation fractionnée. La présence de xénolites dans les intrusions suggère que le magma a fortement interagi avec les roches de la croûte qui pourraient constituer une source de S nécessaire pour la formation de minéralisation économique. La minéralisation, qui montre un assemblage typique de sulfures magmatiques, est localisée à la base de l'intrusion de gabbro, proche du contact avec la pyroxénite. Cette caractéristique est communément observée dans les intrusions litées, où les sulfures se déposent entre les unités mafiques et ultramafiques.

Table des matières

Résumé	ii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	vi
Liste des planches	vii
1. Introduction	1
2. Méthodologie	2
2.1 Travaux de terrain.....	2
2.2 Pétrographie.....	3
2.3 Géochimie	3
2.4 Microsonde.....	4
3. Géologie régionale et locale	5
3.1 Géologie régionale	5
3.2 Géologie locale.....	9
4. Les roches ultramafiques et mafiques de la portion NE.....	11
4.1 Terrain.....	11
<u>4.1.1 Évidences de coulées komatiitiques.....</u>	<u>14</u>
<u>4.1.2 Gabbro tholéiitique riche en fer.....</u>	<u>21</u>
4.2 Assemblage minéralogique.....	23
<u>4.2.1 Komatiites.....</u>	<u>23</u>
<u>4.2.2 Gabbro tholéiitique riche en fer.....</u>	<u>32</u>
5. Les roches ultramafiques et mafiques de la portion SO	34
5.1 Terrain.....	34
<u>5.1.1 Intrusion de gabbro de la portion SO.....</u>	<u>34</u>
<u>5.1.2 Roche felsique.....</u>	<u>38</u>
<u>5.1.3 Pyroxénite.....</u>	<u>39</u>
<u>5.1.4 Basalte tholéiitique riche en MgO.....</u>	<u>41</u>
5.2 Assemblage minéralogique.....	42
<u>5.2.1 Intrusion de gabbro.....</u>	<u>42</u>
<u>5.2.2 La roche felsique</u>	<u>51</u>
<u>5.2.3 La pyroxénite.....</u>	<u>52</u>
6. Lithogéochimie	54
6.1 Komatiite et gabbro tholéiitique riche en fer (portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboulié).....	54
6.1.1 <i>Mobilité et comptabilité des éléments : diagramme binaire de Harker</i>	55
6.1.2 <i>Classification des komatiites et des gabbros tholéiitiques riches en fer</i>	65
6.1.4 <i>Types de komatiites selon la variation de la composition chimique</i>	70
6.2 Basalte riche en MgO (portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié).....	73
6.3 Intrusion de gabbro	76
6.4 Pyroxénite	82
6.5 Modèle de formation de l'intrusion de gabbro.....	83
<u>6.5.1 Programme MELTS.....</u>	<u>83</u>
<u>6.5.2 Interface de Rhyolite-MELTS et fichiers de sortie.....</u>	<u>84</u>
<u>6.5.3 Mise en place de l'intrusion de gabbro selon Rhyolite-MELTS.....</u>	<u>91</u>

7. Potentiel économique	102
7.1 Potentiel économique des komatiites.....	102
7.2 Potentiel économique de l'intrusion de gabbro.....	107
7.2.1 Composition de la fraction sulfurée (100% sulfures).....	107
7.2.2 Modélisation numérique de la composition des sulfures en utilisant l'approche du recalcul à 100% sulfures.....	111
7.2.3 Contamination (évidence géochimique).....	115
8. Discussion	125
9. Conclusion	128
Références	A

Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique du Québec.....	7
Figure 2: Subdivision des sous-provinces d'Opatoca et de Nemiscau. La bande vert clair à l'intérieur de l'ellipsoïde vert foncé représente la ceinture de Colomb-Chaboulié. <u>BM</u> : bassin de Mistassini; <u>BVREI</u> : bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure; <u>DM</u> : complexe de De Maurès; <u>DM</u> : complexe de Domergue nord; <u>DS</u> : complexe de Domergue sud; <u>Fc</u> : formation de Chibougamau; <u>FG</u> : front de Grenville; <u>FGW</u> : front de Gwillime; <u>FLC</u> : faille de la Coulomb; <u>KFZ</u> : Zone de faille Keynion; <u>LRT</u> : lac Rodayer Thrust; <u>AM, GR, SV</u> : faciès de amphibolites, des granulites, des schistes verts. Modifié de Amvrathev (1986) et al.....	8
Figure 3 : Géologie du secteur du lac Rodayer contenant la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Les unités mafiques et ultramafiques étudiées sont dans les deux encadrés noirs. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017).	10
Figure 4 : Carte géologique de la portion NE de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Le secteur renfermant l'unité de péridotite (Acch5) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene, 2017.	12
Figure 5: Classification des amphiboles de l'unité de komatiite	28
Figure 6 : Carte géologique de la portion SO de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Le secteur renfermant l'unité de gabbro (Acch4), de pyroxénite (Acch5) et de basalte (Achh1) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene, 2017.....	34
Figure 7 : Diagramme de classification des feldspaths dans l'intrusion de gabbro	43
Figure 8 : Diagramme de classification des amphiboles dans l'intrusion de gabbro (Leake et al., 1997).....	45
Figure 9 : Diagramme de phase simplifié à 1 atm d'une komatiite contenant environ 30% de MgO. Différence de température entre la cristallisation de l'olivine et l'apparition du clinopyroxène. Tiré de Arndt (1976a), Kinzler and Grove (1985), Parman et al. (1997).....	55
Figure 10 : Proportion modale d'olivine vs MgO (wt%).....	58
Figure 11 : Diagramme binaire de variation en élément majeur des komatiites et des gabbros tholéitiques riches en fer. L'Al ₂ O ₃ , le CaO, le SiO ₂ et le TiO ₂ se comportent comme des éléments relativement immobiles suivant la ligne de contrôle qui intercepte la composition de l'olivine à Fo ≈ 84-86. Le K ₂ O forme un nuage de points diffus témoignant de son caractère mobile. Les chiffres 84 et 94 représentent le contenu en Fo d'olivine stoechiométrique.	59
Figure 12: Diagramme binaire de variation des éléments de terres rares des komatiites et des gabbros tholéitiques riches en fer. La concentration en éléments traces diminue exponentiellement par rapport à la teneur en MgO. Ces éléments sont incompatibles et immobiles.	63
Figure 13 : Diagramme binaire de variation des LILE. Les échantillons forment des nuages de points diffus démontrant le caractère mobile de ces éléments.....	64
Figure 14 : A. Classification des komatiites et de gabbros riches en fer selon Jensen (1976). B. Nomenclature des komatiites et des gabbros riches en Fe selon la classification de Strekeisen (1974); la minéralogie est basée sur le calcul de la norme CIPW.	65
Figure 15 : Classification des gabbros riches en Fer selon Strekeisen. La minéralogie est basée sur le calcul de la norme CIPW.....	66

Figure 16 : diagramme de discrimination entre les différents types de laves mafiques/ultramafiques. Tiré de Le Bas's, 2000.....	66
Figure 17 : Normalisation au manteau primitif des éléments traces des komatiites de Munro Township, Canada.....	67
Figure 18 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des komatiites.....	68
Figure 19 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des gabbros riches en fer.....	69
Figure 20 : Classification des types de komatiites selon les ratios Al_2O_3/TiO_2 et CaO/Al_2O_3	71
Figure 21 : Classification des komatiites selon le diagramme de Hanski mettant en corrélation les proportions molaires de $[TiO_2]$ vs $[Al_2O_3]$	72
Figure 22 : Classification des komatiites selon $[Gd/Yb]_N$ vs Al_2O_3/TiO_2 . N est l'indicateur de normalisation au manteau primitif selon Hofmann (1988). Les valeurs de komatiites de Baberton proviennent de la base de données du GEOROC.....	73
Figure 23 : A. Diagramme de classification des roches de l'unité volcanique mafique (Acch1), a) d'après le Maitre (2002) et b) d'après Pearce (1996).	75
Figure 24 : A. Diagramme de classification AFM d'Irvine et Baragar (1971). B. Diagramme de classification AFM de Jensen (1976).....	76
Figure 25 : Diagramme de classification des roches de l'unité de gabbro; a) AFM d'Irvine et Baragar (1971) et b) AFM de Jensen (1976).	78
Figure 26 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion de gabbro selon le calcul de la norme CIPW....	79
Figure 27 : Diagramme binaire de variation en éléments majeurs des roches de l'unité de gabbro. L' Al_2O_3 , le CaO , le SiO_2 et le FeO^* se comportent comme des éléments immobiles. Le Na_2O forme un nuage de points diffus témoignant de son caractère mobile.....	81
Figure 28 : Diagramme de classification des pyroxénites selon la norme CIPW	83
Figure 29 : Interface pour programme Rhyolite-MELTS v 1.2. Les encadrés rouges représentent les critères choisis pour faire le modèle.....	86
Figure 30 : modèle de formation de l'intrusion de gabbro.....	93
Figure 31 : carte géologique détaillée de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié et vue en coupe de la section A	96
Figure 32 : Comparaison entre la pétrographie de l'intrusion de gabbro et le modèle de mise en place généré par Rhyolite-MELTS.....	97
Figure 33 : Modèle de mise en place de l'intrusion de gabbro sur les diagrammes ternaires (Pl-Px-Ol).....	98
Figure 34 : Modèle de formation des intrusions mafiques et ultramafiques dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié.	101
Figure 35 : Ni vs MgO et Cr vs MgO. Les deux graphiques montre que ces éléments sont compatibles.....	102
Figure 36 : Cr vs Olivine et Cr vs Ni. Les deux graphiques montrent des pentes positives avec une courbe de tendance linéaire.	103
Figure 37 : Normalisation au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995) des EGP, Ni, Cu et Au.....	104
Figure 38 : Graphiques de Cu/Pd vs Pd et Ni/Pd vs Cu/Ir pour diverses roches mafiques et ultramafiques	106
Figure 35: Enrichissement en métaux lors de la formation des sulfures en fonction du R-factor et du coefficient de partage des éléments. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005).	111
Figure 36a : Th/Yb vs Ta/Yb pour les basaltes riches en MgO et les roches de l'intrusion de gabbro. Tiré de Pearce (1982).	116
Figure 37 : Diagramme d'élément en terre rares et multiéléments pour l'unité de basalte riche en MgO.....	118
Figure 38 : Diagramme multiélément de Kostouksha, Ontong Java et AROD.....	122
Figure 39 : Diagramme multiélément de la moyenne de basalte riche en MgO et du magma mixé.....	124
Figure 40 : Diagramme mettant en évidence l'évolution de la quantité de soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfures d'un magma mafique contaminé par une composante felsique. Modifié de Li et Ripley (2005).	127

Liste des tableaux

Tableau 1 : caractéristiques pétrographiques des komatiites et des gabbros tholéïtiques riches en fer	23
Tableau 2 : Composition chimique d'une sélection d'olivine dans les komatiites	26
Tableau 3: composition chimique d'une sélection de serpentines dans les komatiites	27
Tableau 4: composition chimique d'une sélection d'amphiboles dans les komatiites	28
Tableau 5: composition chimique des oxydes dans les komatiites	30
Tableau 6 : composition chimique des chlorites dans les komatiites	31
Tableau 7 : Caractéristiques pétrographiques des unités lithologiques de la portion SO de CC	37
Tableau 8 : composition chimique d'une sélection de feldspath dans l'intrusion de gabbro	42
Tableau 9 : composition chimique d'une sélection d'amphiboles dans l'intrusion de gabbro	45
Tableau 10 : Composition chimique des chlorites dans l'intrusion de gabbro	46
Tableau 11 : Composition en éléments majeurs des komatiites (en % poids)	56
Tableau 12 : composition en éléments majeurs des gabbros tholéïtiques riches en fer (en % poids)	57
Tableau 13 : Composition en éléments traces des komatiites (en ppm)	61
Tableau 14 : composition en éléments traces des gabbros tholéïtiques riches en fer (en ppm)	62
Tableau 15 : composition en éléments majeurs (wt%) des basaltes riches en MgO	74
Tableau 16 : composition en élément majeur (wt%) de l'intrusion de gabbro	77
Tableau 17 : composition en éléments majeurs (en % poids) de la pyroxénite	82
Tableau 18 : fragment représentatif du fichier melts.out	88
Tableau 19: fichier de sortie du feldspath	90
Tableau 20 : Proportion minéralogique des phases en équilibre dans le système en fonction de l'évolution de la température	92
Tableau 21 : Concentration des EGP dans les komatiites	107
Tableau 22 : Composition en Ni-Cu-EGP de l'intrusion de gabbro dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié	110
Tableau 23 : Modélisation de Cs selon un R-factor de 234	113
Tableau 24 : Comparaison des valeurs en métaux entre les différents modèles	114
Tableau 25 : éléments traces de Ontong Java, Kostomuksha, et AROD	120

Liste des planches

<i>Planche 1 : Caractéristiques générales de l'unité de péridotite à l'échelle des affleurements rocheux.....</i>	<i>13</i>
<i>Planche 2 : Zone B d'une coulée komatiitique.....</i>	<i>15</i>
<i>Planche 5: Textures et structures d'une coulée en forme de tube.....</i>	<i>20</i>
<i>Planche 6 : Caractéristique de terrain de l'unité de gabbro riche en fer situé dans la portion NE de la ceinture de CC.....</i>	<i>22</i>
<i>Planche 7: Assemblage minéralogique et texture des komatiites.....</i>	<i>24</i>
<i>Planche 8: Vue microscopique des reliques d'olivines dans l'unité de komatiite.....</i>	<i>25</i>
<i>Planche 9 : oxydes associés aux komatiites.....</i>	<i>29</i>
<i>Planche 10 : caractéristique pétrographique de l'unité de gabbro contenu dans la portion NE de la ceinture de CC.....</i>	<i>33</i>
<i>Planche 11 : Minéralisation contenue dans la pyroxénite et l'intrusion de gabbro localisés dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié.....</i>	<i>35</i>
<i>Planche 12 : Caractéristique de terrain de l'intrusion de gabbro situé dans la portion SO.....</i>	<i>36</i>
<i>Planche 13 : roche felsique associée à l'unité de gabbro.....</i>	<i>38</i>
<i>Planche 14 : Caractéristiques de terrain de la pyroxénite.....</i>	<i>40</i>
<i>Planche 15 : Caractéristiques de terrain du basalte tholéïtique riche en MgO.....</i>	<i>41</i>
<i>Planche 16 : Structures et microstructures de déformation dans les gabbros.....</i>	<i>44</i>
<i>Planche 17 : Textures associées à l'intrusion de gabbro.....</i>	<i>47</i>
<i>Planche 18 : Silicates associés aux roches minéralisées dans l'intrusion de gabbro.....</i>	<i>48</i>
<i>Planche 19 : Les sulfures observés dans les roches minéralisées de l'intrusion de gabbro.....</i>	<i>50</i>
<i>Planche 20 : Minéralogie de la roche felsique dans l'intrusion de gabbro.....</i>	<i>51</i>
<i>Planche 21 : assemblage minéralogique et textures de la pyroxénite.....</i>	<i>53</i>

1. Introduction

La Baie-James est une région du moyen nord du Québec dont les roches ont plusieurs champs d'intérêt qui méritent des études approfondies. La ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboullié, qui est à cheval entre les sous-provinces archéennes du Nemiscau au nord et de l'Opatika au sud, contient des unités lithologiques mafiques et ultramafiques de nature inconnue. Les roches mafiques et ultramafiques résultent généralement du refroidissement et/ou de la cristallisation de magmas primitifs en provenance du manteau. La caractérisation des unités mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié est donc importante pour la connaissance géoscientifique du secteur, mais aussi pour l'évaluation du potentiel économique de ces roches.

Le but du projet est de classer les intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié et d'évaluer leur intérêt économique. Pour ce faire, une série d'objectifs a été mise en place. Ces objectifs consistent à :

- 1) faire une description de terrain complète des unités en termes de minéralogie, de texture et de structure,
- 2) déterminer les caractéristiques pétrographiques des assemblages minéralogiques retrouvées dans les intrusions mafiques et ultramafiques,
- 3) faire une évaluation lithogéochimique de ces unités,
- 4) identifier leur contexte de mise en place, ainsi que celui des minéralisations associées.

2. Méthodologie

2.1 Travaux de terrain

Des travaux de terrain ont été réalisés durant l'été 2016 sur une période de deux semaines dans le cadre de la cartographie du MERN sur le projet Rupert. Ces travaux ont permis de couvrir une bonne partie des intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboulié (du sud-ouest au nord-est). L'échantillonnage s'est effectué par l'intermédiaire de traverses s'étalant en moyenne sur 1km avec des affleurements rocheux décrits au 100 m environ. La majeure partie des traverses (75%) a été concentrée dans la portion SO avec un espacement moyen de 2 km. Dans cette zone, les affleurements rocheux sont plus abondants. C'est aussi dans cette zone que se concentre les indices en Ni, Cu, EGP et Au.

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques, un total de 76 échantillons de roche a été prélevé. Un tri a été réalisé pour en conserver un total 65. Ceux-ci ont servi à faire des lames minces ainsi que des analyses chimiques. Parmi les échantillons, 15 sont allés à l'analyse économique (les échantillons qui étaient les plus riches en sulfures, généralement supérieurs à 3% de sulfures) et les 50 restants ont permis de faire des analyses chimiques et des lames minces. Au total, le projet a justifié la confection de 50 lames minces, l'analyse sur roche totale, soufre-carbone, et EGP de 39 échantillons (incluant les standards), la microsonde sur 8 lames minces et des analyses au laser de sulfures et oxydes.

En plus de l'échantillonnage, le travail de terrain a pour objectif :

- a) d'identifier et de décrire (textures et structures) les roches reliées à la zone d'étude,
- b) de décrire la ou les relations qui existent entre les différentes lithologies,
- c) d'étudier le contrôle exercé par la structure sur les roches étudiées,
- d) de caractériser l'effet de la contamination sur la mise en place de la minéralisation.

2.2 Pétrographie

L'étude pétrographique est la deuxième phase de ce projet de recherche après la cartographie. Elle constitue la première phase d'étude au laboratoire, celle qui permet de classer les roches en fonction de la proportion modale des minéraux primaires en lame mince. C'est par ce processus qu'il est possible d'identifier clairement les minéraux (les silicates, les oxydes et les sulfures), de voir les structures, les textures, l'altération, les relations de recouvrements, de déterminer le degré de métamorphisme ou encore de sélectionner des cibles pour les analyses de la chimie minérale. Les lames minces ont été confectionnées par IOS Services Géoscientifiques.

2.3 Géochimie

L'analyse lithogéochimique, qui constitue la troisième phase de la recherche, sert à déterminer la concentration des éléments majeurs, mineurs et en trace qui composent la roche. Ce processus a plusieurs utilités qui sont fondamentales au bon déroulement du projet. En premier lieu, la connaissance des éléments permet de faire une classification précise des roches et ainsi confirmer ou infirmer les observations réalisées sur le terrain et en lame mince (selon la norme CIPW). Les affinités magmatiques (komatiite, tholéiite, calco-alcaline ou alcaline) pourront être déterminées. C'est une étape qui permet de mettre en évidence le potentiel économique des assemblages rocheux notamment par l'intermédiaire de la concentration des métaux (Ni, Cu, EGP, Au, Cr).

L'étude géochimique est un moyen de connaître les environnements tectoniques de formation de ces roches et de comprendre les relations cogénétiques entre les différentes unités lithologiques; par l'intermédiaire de diagrammes binaires et ternaires de discrimination, de diagrammes de terres rares et de diagrammes multiéléments. Les rapports interéléments (Pd/Ir vs Ni/Cu et Ni/Pd vs Cu/Ir) servent à caractériser les sulfures; ils sont le reflet des processus pétrogénétiques à l'origine de différentes roches mafiques et ultramafiques.

Les analyses sur roche totale des éléments majeurs ont été réalisées chez Actlabs. Lors de la préparation, la totalité de l'échantillon est broyée à une dimension inférieure à 10 mailles (tamis à mailles 1,7 mm), séparées mécaniquement (riffle) pour obtenir un échantillon représentatif, et puis pulvérisé à au moins 95 %, moins 150 (tamis à mailles 105 microns). Les moulins sont en acier «doux» (à faible teneur en carbone - mild steel) et n'induisent pas de contamination au Cr ni

au Ni. La méthode ICP-MS à travers la digestion à 4-acides (chlorhydrique, nitrique, perchlorique et fluorhydrique) a été utilisée pour analyser la majeure partie des éléments et l'activation neutronique a été utilisée pour certains éléments traces.

La quantification des éléments traces, des EGP et du soufre-carbone s'est faite au LabMaTer de l'UQAC en utilisant le laser Résolution M-50 Excimer (193 nm) ArF de Resonetics et le ICP-MS modèle 7700x de Agilent. La méthode décrite par Savard et al. (2010) qui compare le Ni-S par pyroanalyse (Te-coprécipitation) et la dilution isotopique à haute pression a été utilisée pour les EGP. La détermination du soufre par fournaise EMIA-220V de HORIBA est une méthode qui fonctionne sur la combustion dans un flux d'oxygène et l'absorption infrarouge (Bédard et al., 2008).

2.4 Microsonde

Les analyses à la microsonde électronique servent à déterminer les concentrations en éléments majeurs et mineurs des silicates, des oxydes et des sulfures avec pour objectif de :

- a) préciser la nature des phases minérales présentes, soit le contenu en Fo des olivines, ou le contenu en An des plagioclases
- b) connaître la gamme de compositions des minéraux et les variations de composition pour préciser certains processus géologiques qui pourraient être impliqués (i.e., cristallisation fractionnée) [1]
[SEP]
- c) d'interpréter le contexte géologique de formation des roches et à estimer la nature des magmas parentaux.

Les analyses ont été réalisées à l'Université LAVAL. Le laboratoire opère une microsonde électronique CAMECA SX-100 et un microscope électronique à balayage JEOL 840-A (MEB).

3. Géologie régionale et locale

3.1 Géologie régionale

La région d'étude appartient à la Province du Supérieur qui constitue le cœur du Bouclier canadien, l'un des plus grands cratons précambriens exposés du globe terrestre (Fig. 1). 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. Ces roches sont recoupées par un certain nombre de dykes de diabase d'âge néo-archéen à paléoprotérozoïque. 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.

Les limites entre les différentes sous-provinces de la province du Supérieur reposent sur des contrastes lithologiques, métamorphiques, structuraux, géophysiques et métallogéniques. Les compilations géologiques ont révélé des similitudes entre certaines sous-provinces et ont fait ressortir quatre types de sous-provinces étroitement associés à des domaines-lithotectoniques (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Hocq, 1994) : 1) des sous-provinces dominées par des assemblages de roches plutoniques de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) plus ou moins déformée et gneissiques; 2) des sous-provinces qui présentent des assemblages volcaniques et sédimentaires métamorphisés dans les faciès des schistes verts et des amphibolites, et distribués sous la forme de ceintures autour de domaines composés de roches intrusives mafiques à felsiques; 3) des sous-provinces de roches métasédimentaires au métamorphisme de haut grade, recoupées par des intrusions granitiques; et 4) des sous-provinces dominées par des orthogneiss et des paragneiss au métamorphisme atteignant le faciès des granulites.

La Ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboulié, dont la dimension est approximativement de 5 km x 80 km (feuillet SNRC 32K13, 32N03 et 32N04, Fig. 2), est située entre les sous-provinces archéennes de Nemiscau, au nord, et de l'Opatica, au sud. Le Nemiscau est une sous-province principalement métasédimentaire, alors que l'Opatica est une sous-province gneisso-plutonique (Hocq, 1994). Le contact entre les deux sous-provinces est matérialisé par la zone de cisaillement du lac Colomb (ZCLC), qui 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; Hocq, 1994).

D'après Bandyayera et Daouenne (2017), les roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau montrent des conditions de hautes températures – basses pressions et les assemblages minéralogiques fréquemment rencontrés sont à biotite, à cordiérite et à grenat. Dans l'Opatica, les modes de déformation du quartz et du feldspath impliquent aussi des conditions métamorphiques au moins associées au faciès des amphibolites. En revanche, les conditions métamorphiques au sein de la ceinture de Colomb-Chaboulié sont généralement de plus bas grade et caractéristiques du faciès des schistes verts. L'actinote-trémolite, la chlorite et l'épidote sont parmi les minéraux les plus communs des roches volcaniques mafiques et intermédiaires du Groupe de Colomb-Chaboulié.

Les observations de terrain de Bandyayera et Daouenne (2017) suggèrent que la région a été principalement affectée par deux phases de déformation, D₂ et D₃. La phase D₂ est pénétrative à l'échelle régionale. Elle est caractérisée par une schistosité généralement à fort pendage et orientée E-W à NE-SW dans la ceinture de Colomb-Chaboulié. La phase D₂ a conduit à la formation de synformes synclinales dans les unités du groupe de Colomb-Chaboulié. Dans l'Opatica, la foliation S₂ montre des trajectoires et des pendages plus variables, mais qui suggèrent fortement une géométrie en « dômes et bassins ».

La zone de cisaillement du lac Colomb (ZCLC), qui marque la bordure sud de la ceinture de Colomb-Chaboulié et qui est interprété par Bandyayera et Daouenne (2017) comme marquant le contact entre les Sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica, serait une structure dont le développement est contemporain à la déformation régionale D₂. Les linéations minérales et d'étirement L₂, à fort plongement et qui ont été mesurés le long de la ZCLC et plus généralement dans l'ensemble de la ceinture de Colomb-Chaboulié, suggèrent que D₂ est principalement associée à des mouvements verticaux de la matière crustale.

La phase de déformation tardive D₃, qui est associée à des mouvements horizontaux, est localisée en particulier le long de corridors de déformation plus ou moins larges. La zone de cisaillement de la rivière Nottaway (ZCRN), qui affecte les unités du coin SW de la région observée (Fig. 2) est un corridor de déformation typique de la phase D₃. La ZCRN dont la cinématique est décrochante dextre, recoupe ou réemprunte en partie la ZCLC et elle limite les unités du Groupe de Colomb-Chaboulié à l'ouest (Bandyayera et Daouenne, 2017).

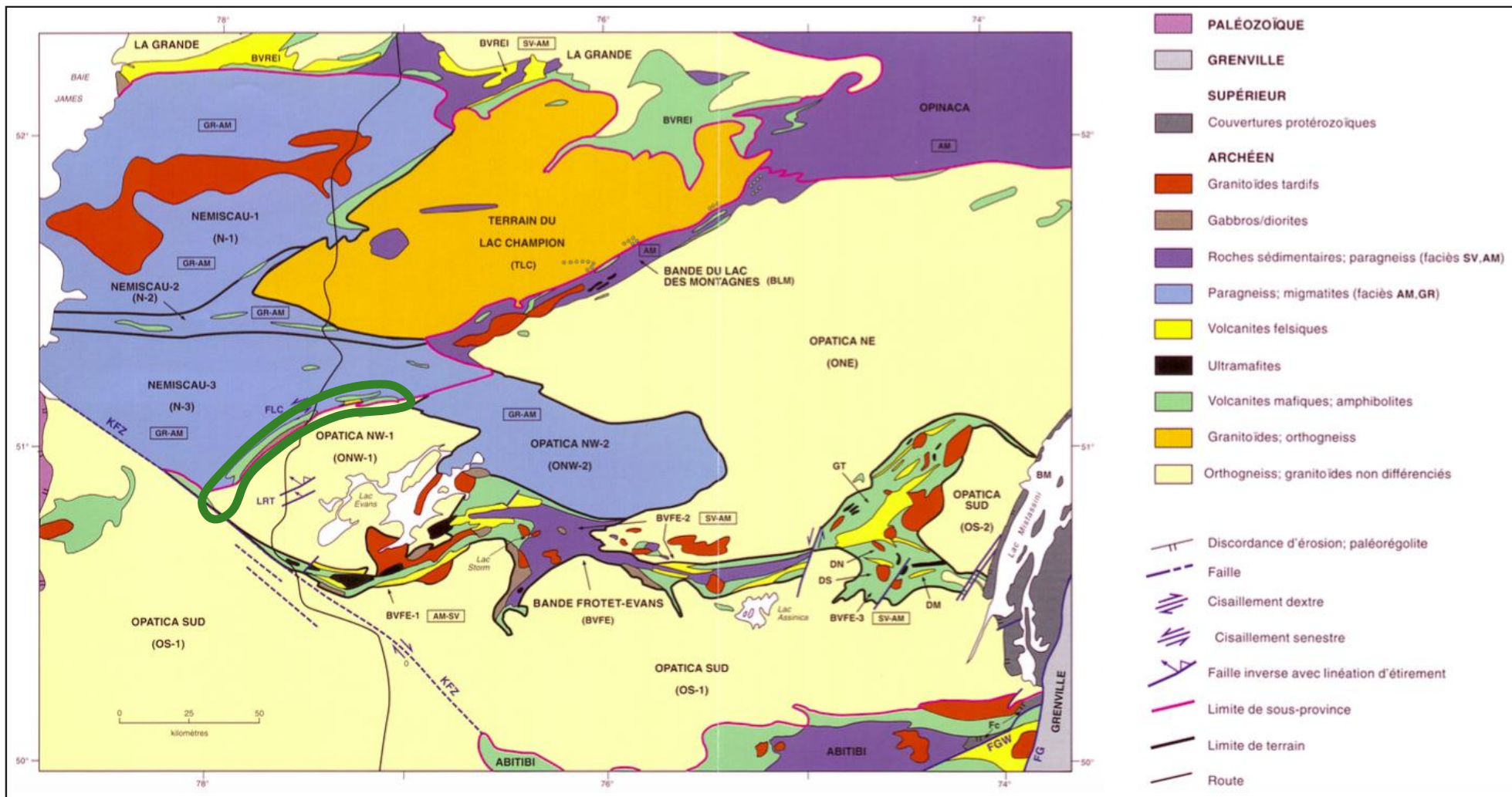


Figure 2: Subdivision des sous-provinces d'Opatica et de Nemiscau. La bande vert clair à l'intérieur de l'ellipse vert foncé représente la ceinture de Colomb-Chaboulié. **BM** : bassin de Mistassini; **BYREI** : bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure; **DM** : complexe de De Maurès; **DM** : complexe de Domergue nord; **DS** : complexe de Domergue sud; **Fc** : formation de Chibougamau; **FG** : front de Grenville; **FGW** : front de Gwillime; **FLC** : faille de lac Coulomb; **KFZ** : Zone de faille Keynion; **LRT** : lac Rodayer Thrust; **AM, GR, SV** : faciès amphibolites, des granulites, des schistes verts. Modifié de Amvrathev (1986) et al.

3.2 Géologie locale

Le Groupe de Colomb-Chaboullié forme une bande de roches volcano-sédimentaires qui est localisé 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'Opatoca, au sud. Le Groupe de Colomb-Chaboullié a été cartographié pour la première fois au début des années 60, à l'ouest des lacs Colomb et Chaboullié (Remick, 1963). Les travaux au sud de la région de Naquiperdu ont permis de conclure que les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboullié forment une ceinture continue orientée N-E, débutant à l'est de la rivière Nottaway au sud et traversant la région du lac Naquiperdu, au nord (Gillain, 1963). 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. 3). Les travaux de prospection et de cartographie ont montré que 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 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, 2017).

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). Les travaux de cartographie du MERN en 2015 ont permis de trouver des teneurs indicelles en Pd, et des teneurs anormales en Pt, Ni et Cu (Bandyayera et Daoudene, 2017).

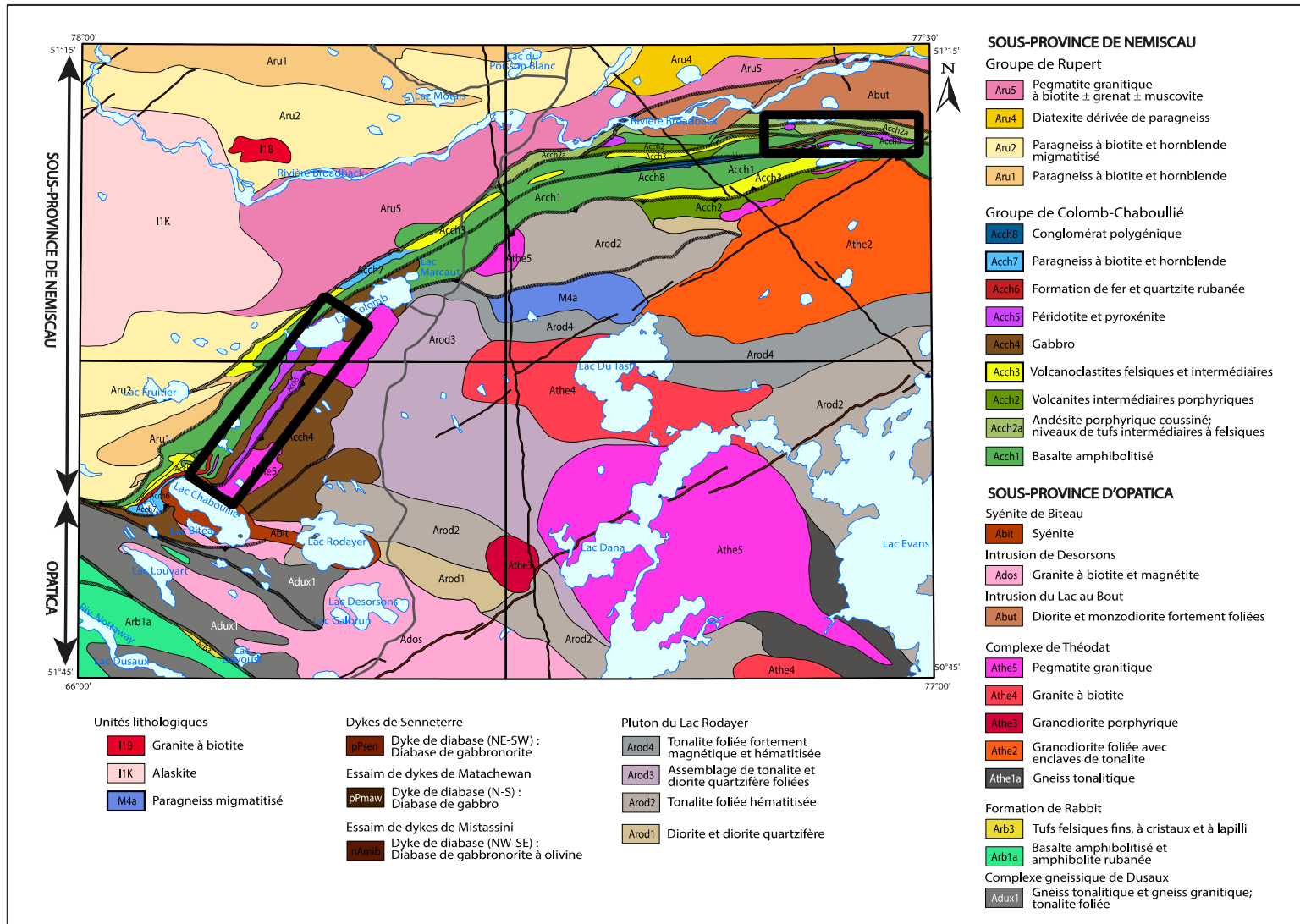


Figure 3 : Géologie du secteur du lac Rodayer contenant la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Les unités mafiques et ultramafiques étudiées sont dans les deux encadrés noirs. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017).

Pétrographie

4. Les roches ultramafiques et mafiques de la portion NE

L'étude pétrographique a permis de voir que les roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié sont entièrement recristallisées et que les textures ignées sont rarement préservées. Les unités devraient avoir le préfixe de méta pour souligner l'importance du métamorphisme qui a affecté les roches. Cependant dans l'objectif d'alléger le texte, le préfixe méta ne sera pas utilisé. Il est donc sous-entendu que les roches caractérisées sont métamorphisées.

Il s'agira de documenter dans ce chapitre la pétrographie des unités lithologiques ultramafiques et mafiques observées dans la portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboullié par l'intermédiaire des observations de terrain et de la description des lames minces, et de caractériser la chimie minérale des assemblages minéralogiques associés à ces unités.

4.1 Terrain

L'unité de péridotite (Acch5) est localisée exclusivement dans la portion NE de la ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboullié (Fig. 4). Elle n'est pas très abondante et représente une faible portion de la ceinture (2-3%).

La péridotite 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 (Planche 1D). Il est possible d'observer des veinules de magnétite centimétriques, qui sont orientées selon plusieurs directions (Planche 1A). Dans certains cas, les veinules de magnétite sont bordées par la serpentine (blanchâtre et fibreuse). Localement, les veinules à magnétite et serpentine montrent des relations de recoupement qui permettent de distinguer au moins trois générations de veinules.

La surface brunâtre des affleurements est parcourue par des fractures de refroidissement organisées selon des motifs plus ou moins distincts (Planche 1B). Ces fractures, qui sont en relief négatif, renferment de la serpentine, de la trémolite et de la magnétite. Sur le terrain, les affleurements de l'unité de péridotite montrent une fabrique est-ouest, parallèle à l'orientation régionale de la schistosité (Planche 1C).

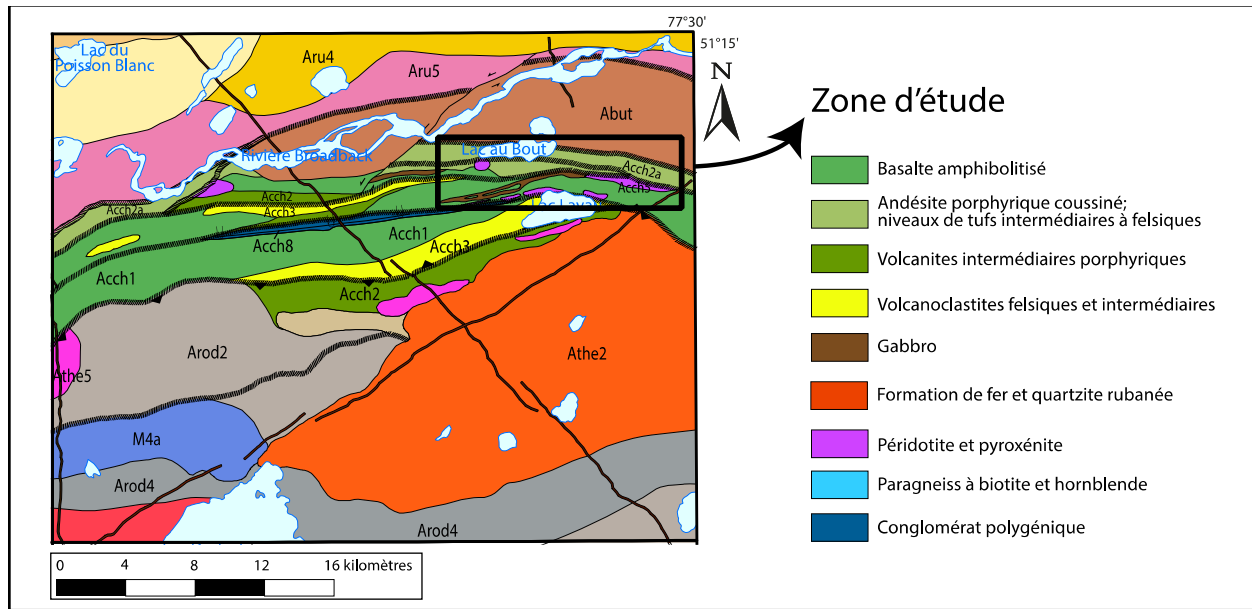
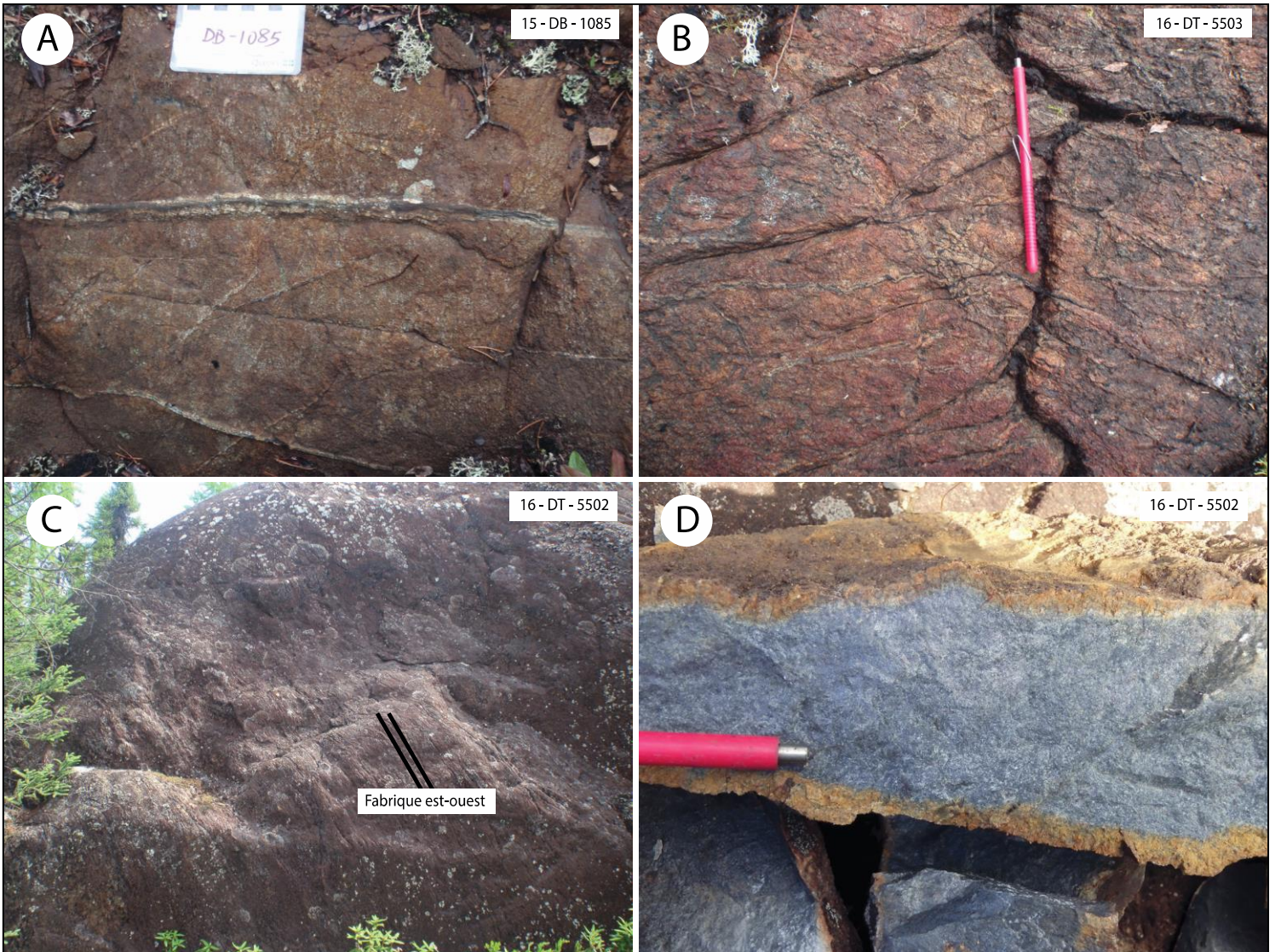


Figure 4 : Carte géologique de la portion NE de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. Le secteur renfermant l'unité de péridotite (Acch5) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daudene, 2017.

La nature ultramafique de ces roches en termes d'assemblage minéralogique, associée à la composition en éléments majeurs et traces ($> 18\% \text{ MgO}$ et $< 1\% \text{ TiO}_2$ (voir chapitre sur la lithogéochimie) et les évidences de textures/structures volcaniques (Planche 1B) permettent de se questionner sur la classification de cette unité lithologique. Est-ce que les péridotites seraient des komatiites ? Il y a-t-il assez d'évidences texturales, minéralogiques et géochimiques pour affirmer que ces péridotites sont des komatiites. Voilà des questions auxquelles nous tenterons de trouver des réponses dans les sections qui suivent.



- A. veinules de magnétites bordées de serpentines dans la péridotite
- B. fractures jointives de refroidissement dans l'unité de péridotite
- C. fabrique est-ouest (schistosité) qui est parallèle à la déformation régionale dans cette portion de la ceinture
- D. la péridotite en cassure fraîche avec la croûte d'altération brunâtre distinctive

Planche 1 : Caractéristiques générales de l'unité de péridotite à l'échelle des affleurements rocheux.

4.1.1 Évidences de coulées komatiitiques

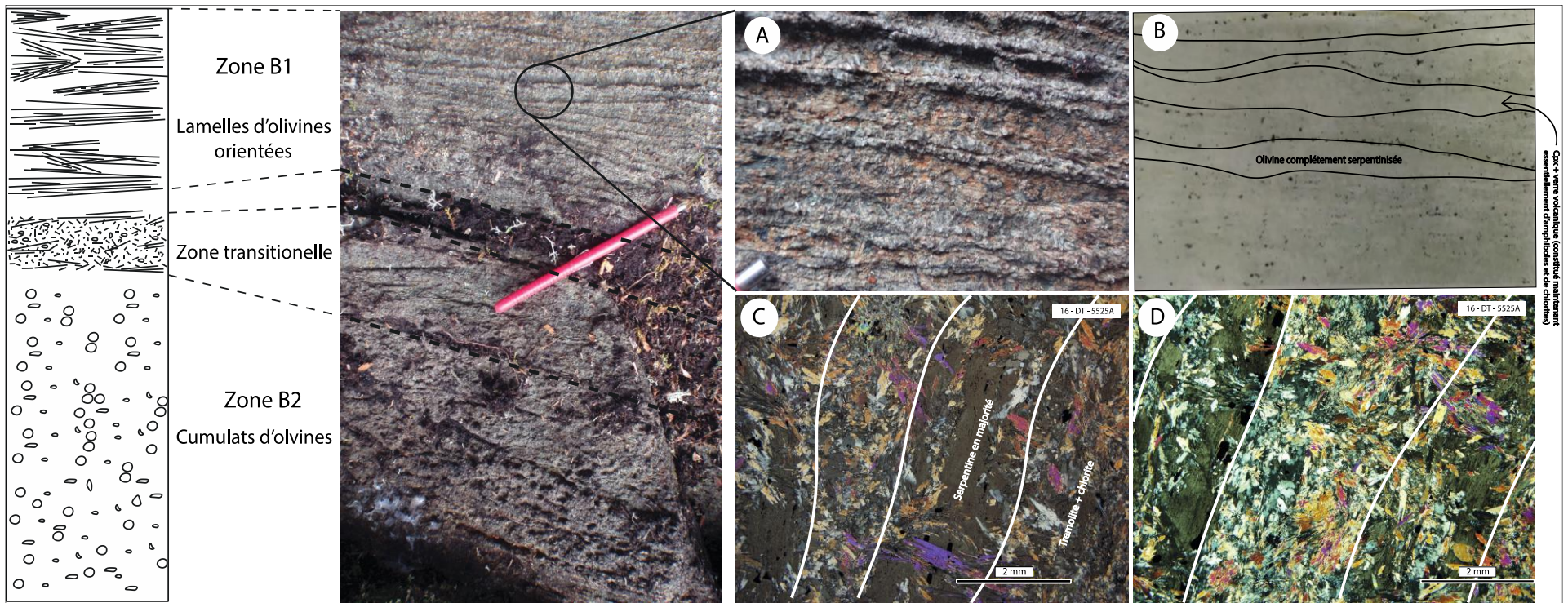
Les komatiites sont des roches montrant une panoplie rare et spectaculaire de textures et de structures volcaniques. Un des meilleurs critères dans la reconnaissance d'une coulée komatiitique est la présence de spinifex. Dans le meilleur des cas, la coulée présente une zone à cumulat d'olivines dans la partie inférieure de la coulée et une zone à spinifex dans la partie supérieure de la coulée (Pyke et al., 1973; Viljoen et al., 1983; Dann. 2000,2001). D'autres types de textures comme les fractures de refroidissement, les fragmentations de la roche, les joints polygonaux ou colonnaires et les coussins peuvent témoigner du caractère volcanique de ces roches ultramafiques (Arndt et al., 1979).

Partie inférieure de la coulée komatiitique (Zone B)

La planche 2 met en évidence l'affleurement 16-DT-5525 et la lame qui y est associée. La photo centrale de la planche 2 montre une même roche avec des structures/textures différentes. Cette photo pourrait être associée à la zone B observée dans les coulées komatiitiques différenciées. De façon plus distincte, il est possible d'observer deux zones sur cet affleurement : la zone B1 et la zone B2. La zone B2 représente la zone à cumulat d'olivines où les olivines sont typiquement bien arrondies, à grains grossiers et à texture orthocumulative/mésocumulative. La zone B1 expose une structure lamellaire représentant les lamelles d'olivines allongées et orientées selon une direction préférentielle.

La structure qui est observée dans la zone B1 est aussi visible en lame mince (Planche 2B). L'assemblage minéralogique montre que cette partie de l'affleurement est composée de serpentine, de chlorite, de trémolite, et de minéraux opaques (oxyde de fer). Les planches 2C et D montrent la présence de reliques d'olivines lamellaires nettement visibles, mais qui ont été totalement remplacées par de la serpentine secondaire et des minéraux opaques. Dans le même ordre d'idée, les grains fins de chlorite et trémolite ont remplacé la minéralogie primaire de clinopyroxène et de verre volcanique observée typiquement dans les komatiites.

Dans une coulée komatiitique complète, bien exposé et bien différencié, la zone A serait normalement visible. Cependant à l'échelle de l'affleurement 16-DT-5525, cette partie est absente. La zone A a possiblement été érodée, ce qui pourrait justifier son absence.



A. zoom sur la zone B1 (lamelles d'olivines orientées)

B. photographie de la lame DT-5525 de la zone B1

C. lamelles d'olivines orientées complètement serpentinisées et chloritisées

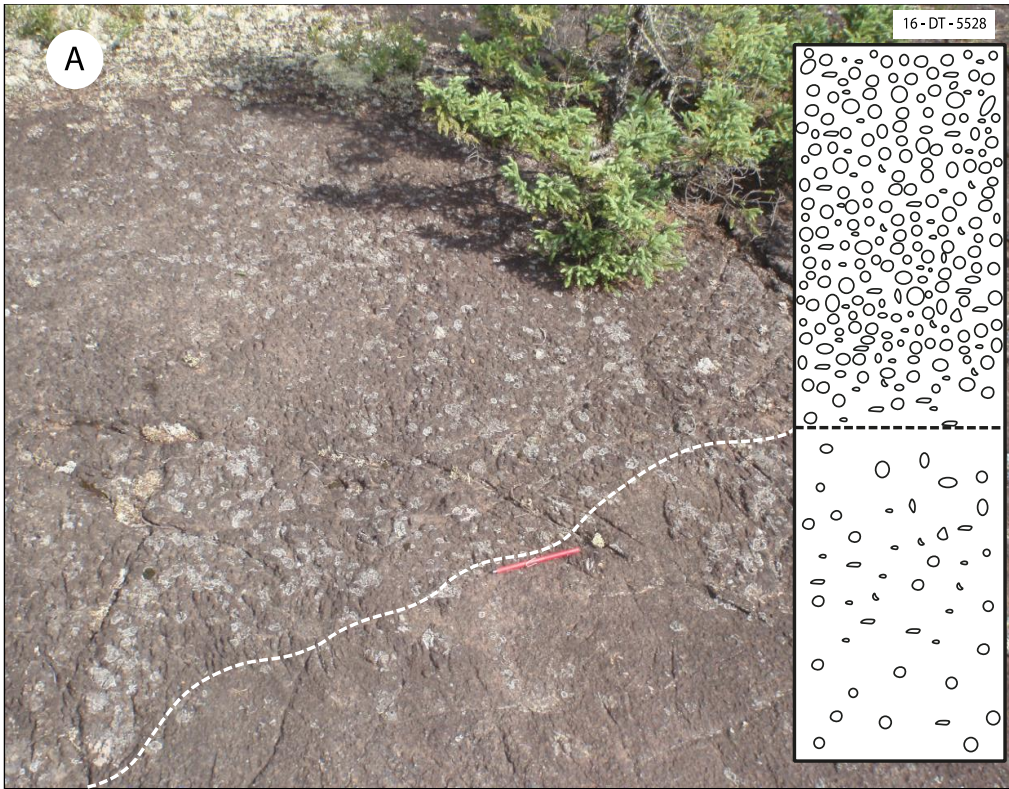
D. la même photo en LPC

Planche 2 : Zone B d'une coulée komatiitique

Cumulats d'olivines (zone B)

La planche 3A montre la zone B à cumulat d'olivines. On distingue clairement un litage marqué par la présence d'une forte concentration de grains grossiers d'olivines dans la partie nord de l'affleurement et une diminution progressive de la concentration et de la taille des olivines dans la partie sud de l'affleurement. La distribution des olivines est relativement homogène sur les deux parties. La partie orthocumulative (riche en olivines) pourrait s'interpréter comme la couche B3 et la partie mésocumulative (moins riche en olivines) pourrait être la couche B2 ou B4.

La planche 3B met aussi en évidence la zone B à cumulat d'olivines dans une autre zone affleurante. On y observe une concentration élevée de laminations subparallèles à la coulée. Ces dernières ont un espacement de à deux à cinq centimètres entre elles, accentués par l'altération de surface. L'orientation de ces laminations est parallèle à l'orientation régionale de la schistosité.



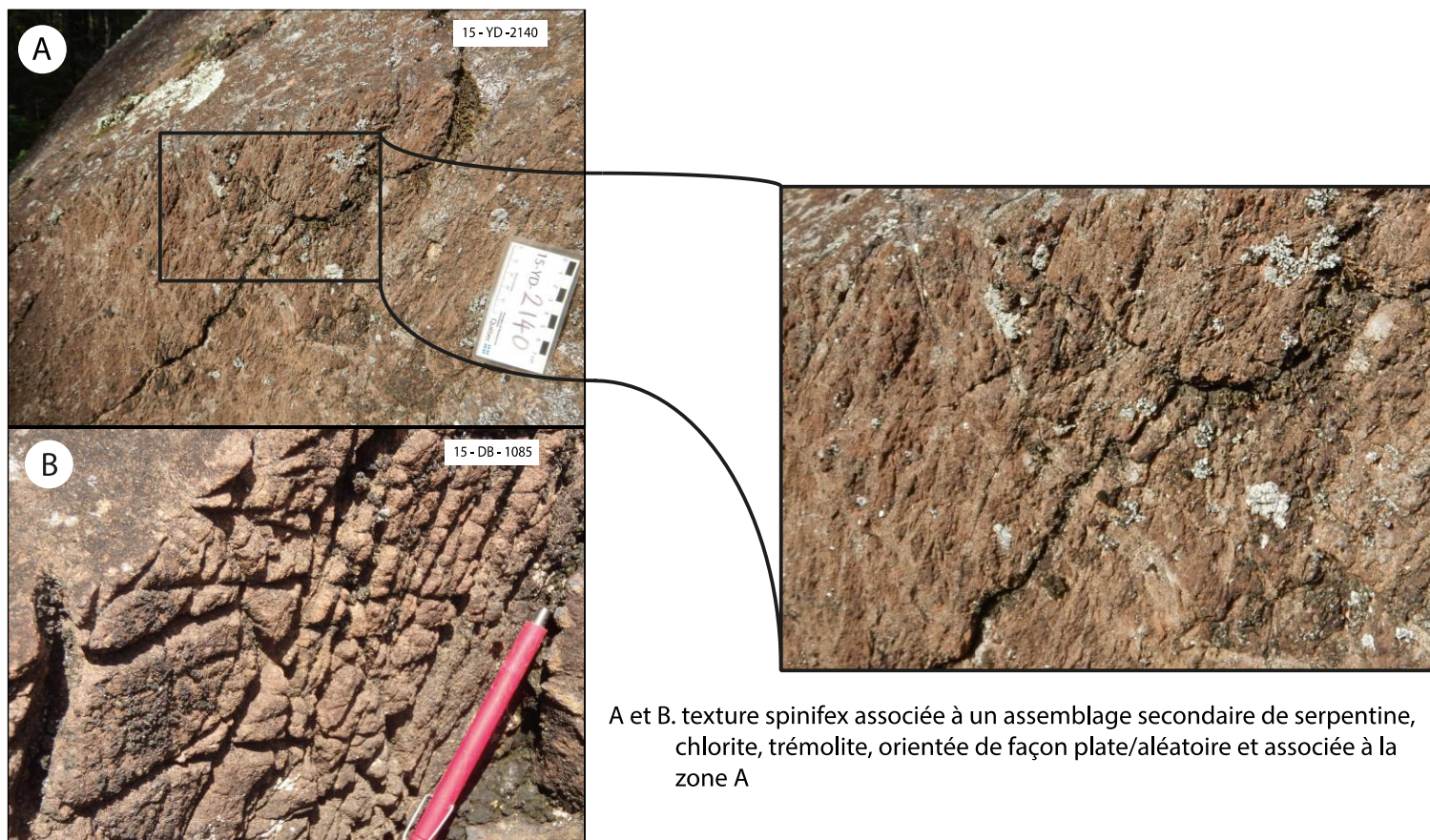
A. zone B à cumulat d'olivines marquant le passage de la couche B3 (riche en olivines à grains grossiers) à la couche B2-B4 (olivines à grains moyens/fins)
 B. Lamination de déformation associée à la zone B

Planche 3 : Zone B à cumulat d'olivine

Partie supérieure de la coulée komatiitique (zone A)

La planche 4 a permis de mettre en évidence la partie inférieure d'une coulée komatiitique. Mais comme mentionné dans la littérature (Ardnt, 2008), un des principaux arguments pour définir une komatiite est la présence de spinifex. Cette caractéristique n'est pas un critère nécessaire, mais elle demeure importante dans l'évaluation de la nature de la roche.

La planche 4 prouve la présence de spinifex dans cette unité. Les planches 4A et B semblent correspondre à la zone A3 contenue dans la partie supérieure d'une coulée komatiitique. La zone A3 contient des lamelles d'olivines/clinopyroxènes plates et aciculaires, qui sont plus ou moins parallèles les unes par rapport aux autres, et qui sont orientées perpendiculairement à la direction de l'écoulement. La zone à spinifex n'est pas très longue (entre 7 et 20 cm). L'assemblage minéralogique reste relativement similaire à ce qui a été observé dans la zone B à savoir : serpentine, chlorite, amphibole et magnétite.



A et B. texture spinifex associée à un assemblage secondaire de serpentine, chlorite, trémolite, orientée de façon plate/aléatoire et associée à la zone A

Planche 4: texture spinifex associée à l'unité de péridotite

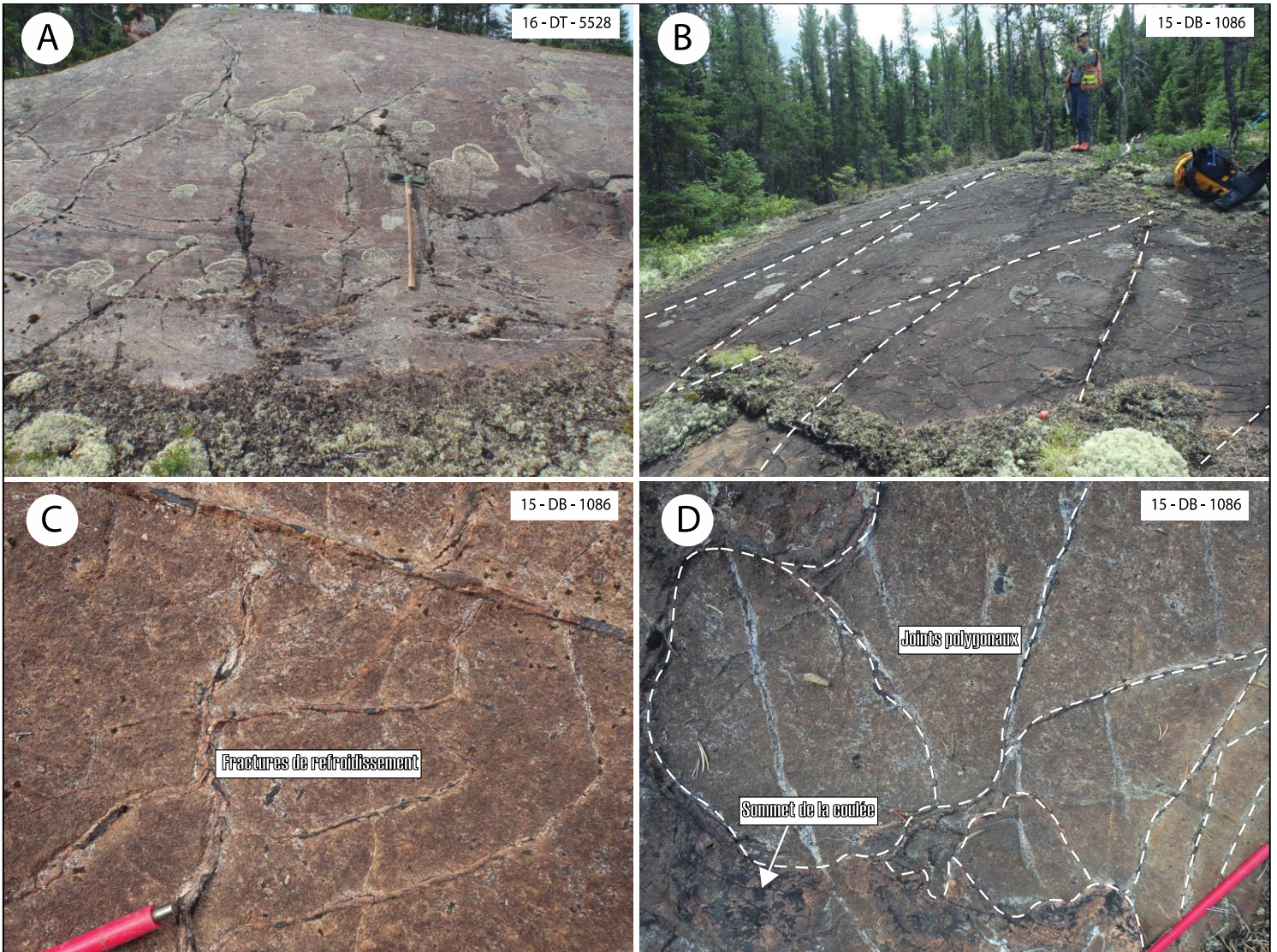
Coulée en forme de tube

Tout comme les textures exotiques, des cristaux de spinifex, les fractures de refroidissement, les coussins et les joints polygonaux, sont perçus comme les principales évidences de terrain associées à l'origine extrusive des komatiites (Arndt et al., 1979; Thomson, 1989; Hill et al., 1990, 1995). La présence de ces dernières textures, jumelée à l'existence des spinifex, de la couche B1 et des cumulats d'olivines, serait un argument de plus en faveur de komatiites.

La planche 5A montre une vue générale de l'affleurement 16-DT-5528. Cet affleurement montre une structure particulière avec beaucoup de fractures qui semblent définir un réseau jointif. La disposition de ces fractures dans ce réseau fait penser à la mise en place de plusieurs coulées (métriques à décamétriques) en forme de tube.

La même observation a été réalisée sur la planche 5B où les tubes sont définis en forme de lentille d'aspect bombé accentué au centre de la coulée avec des terminaisons latérales qui s'amincissent rapidement pour former des pointes. Certains tubes présentent un système de fractures beaucoup plus développé que d'autres. Les coulées sont longues, elles peuvent aller jusqu'à cinq décamètres. À l'intérieur d'une coulée, il est possible d'observer plusieurs fractures de refroidissement (planche 5C). Il est même commun de voir des fractures traverser une coulée au complet. Champagne (2004) a réalisé les mêmes observations sur certaines morphologies de tube des komatiites de Spinifex Ridge.

Localement, certains tubes sont constitués de nombreux fragments jointifs formés par ces fractures de refroidissement. La planche 5D montre des joints polygonaux qui sont constitués d'un enchevêtrement de fractures donnant l'aspect d'une brèche à la coulée. Il est aussi possible d'observer ce qui semble être une brèche de sommet de coulée.



A. vue élargie de l’affleurement 5528 où on semble observé des tubes de laves
 B. morphologie des coulées de lave komatiitique en forme de tube d’aspect lenticulaire
 C. fractures de refroidissement qui pourraient être associées au sommet des coulées komatiitiques
 D. joints polygonaux constitués d’un enchevêtrement de fractures qui donne un aspect de bréchification à la coulée komatiitique

Planche 5: Textures et structures d’une coulée en forme de tube

Les observations de terrain qui ont été réalisées sur les péridotites ont montré que les roches qui composent cette unité ont des caractéristiques de terrain typique d’une komatiite. On a pu observer des lamelles orientées, des spinifex, la zone B et A, ainsi que des textures et structures volcaniques. En conséquence, l’unité de péridotite (Achh5) sera maintenant connue sous le nom de l’unité de komatiite.

4.1.2 Gabbro tholéïitique riche en fer

L'unité de gabbro riche en fer contenu dans la portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboulié présente des critères texturaux attendu dans un gabbro. La roche présente généralement une granulométrie moyenne. Elle est homogène, relativement leucocrate, et très souvent massive (planche 6A et B). Elle est aussi généralement magnétique.

L'assemblage minéralogique typique est amphibole + plagioclase + des phases mineures comme le quartz. Sauf que, la quantité de quartz observée dans cette unité est souvent très élevée (planche 6C). À moins d'une contamination crustale, ce qui ne semble pas être le cas, cette observation permet de comprendre que ces roches gabbroïques sont la résultante d'une source magmatique fractionnée. Se pourrait-il que ces gabbros soient le produit de komatiite très évoluée et fractionnée ? S'agirait-il d'une autre série magmatique ? Ces gabbros se sont-ils formés dans un autre niveau de la même source mantellique que les komatiites ? Voilà des questions auxquelles nous tenterons de répondre.



- A. photo représentative de l'affleurement DT- 5579 montrant l'assemblage minéralogique typique des gabbros situés au NE de CC : amphibole + feldspath + quartz
- B. gabbro à grain moyen/grossier, homogène et leucocrate
- C. vue détaillée d'un gabbro montrant que le quartz occupe une composante importante dans la minéralogie de la roche
- D. photo représentative d'un échantillon de gabbro homogène et à grain moyen

Planche 6 : Caractéristique de terrain de l'unité de gabbro riche en fer situé dans la portion NE de la ceinture de CC

4.2 Assemblage minéralogique

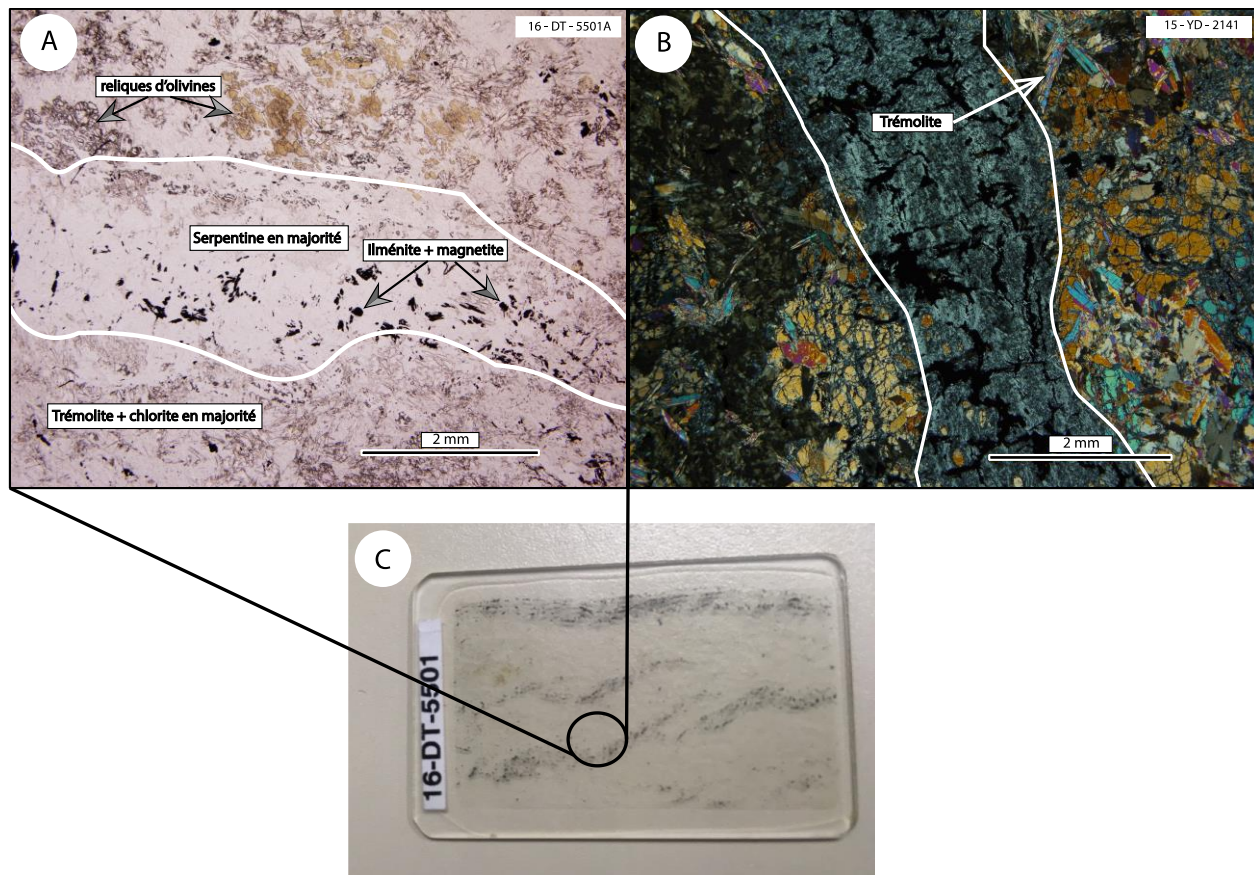
4.2.1 Komatiites

En lame mince, les komatiites présentent en grande partie un assemblage minéralogique secondaire. Il reste quelques reliques de minéraux primaires (olivine) dont les textures originelles sont rarement conservées. Il y a principalement cinq phases minéralogiques; l'olivine (5-15%), la serpentine (20-40%), la chlorite (20-30%), l'amphibole (25-45%) et les minéraux opaques (5-10%). Le tableau 1 est un résumé des caractéristiques pétrographiques de l'unité de komatiite et de l'unité de gabbro tholéiitique riche en fer.

La planche 7 permet de voir la structure des lames DT-5501 et YD-2141. Typiquement, il y a une association entre la serpentine et les oxydes (magnétite + ilménite) et entre la trémolite et la chlorite. Ces minéraux s'associent sous la forme de lamelles/veinules relativement orientées. La combinaison de serpentine et oxydes est le résultat du remplacement total des lamelles d'olivines primaires. Alors que l'assemblage à grain fin de trémolite et chlorite est la conséquence du remplacement du clinopyroxène et du verre volcanique contenus dans la matrice.

Tableau 1 : caractéristiques pétrographiques des komatiites et des gabbros tholéiitiques riches en fer

Unité	Caractéristiques de terrain	Textures	Minéralogie
Komatiite	Présence de la zone B matérialisée par la distinction entre la couche B2-3 (zone à cumulat) et la couche B1 (zone à lamelle d'olivine orientée). Présence de la zone A avec préservation des spinifex. Présence de coulée en forme de tube et de structures volcaniques.	Granulométrie moyenne/fine \approx 1 mm pour les minéraux secondaires. Granulométrie grossière \approx 3 mm pour les minéraux primaires. Préservation de la texture des lamelles d'olivines orientées malgré un remplacement presque total par la serpentine.	Minéralogie secondaire à 90% avec quelques reliques de minéraux primaires. 5 à 15% d'olivine pour un contenu en Fo \approx 84 et \approx 30% de serpentine. 25 à 45% d'amphibole (trémolite) et 5 à 10% d'oxydes (magnétite + ilménite).
Gabbro riche en fer	Grain moyen/grossier, homogène, leucocrate Présence d'une quantité importante de quartz	Granulométrie grossière à très fine (3 mm à $<$ 100 microns) Orthocumulat/mésocumulat, équi-granulaire	30 à 70% d'amphiboles (hornblende verte) 15 à 60% de quartz, \approx 10% de plagioclase et \approx 5% d'oxydes



A et B. assemblage minéralogique typique de la péridotite en LN et LPC C. Position de la photo A par rapport à la lame 16-DT-5501

Planche 7: Assemblage minéralogique et texture des komatiïtes

Olivine

L'olivine est le minéral le plus abondant des komatiïtes et représente typiquement 40 à 80% du volume de la minéralogie primaire d'un échantillon provenant d'une coulée de lave komatiïtique (Arndt, 2008). Elle peut constituer la totalité (100% du volume) de la minéralogie primaire d'une dunite.

Dans le cadre de cette étude, 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 des olivines se matérialisant sur les bordures de grains et par l'intermédiaire des craquelures. Les reliques d'olivines sont xénomorphes, de tailles variables, mais généralement moyennes à grossières (rarement inférieures à 3mm). Certains échantillons montrent des olivines altérées en iddingsite (planche 8).

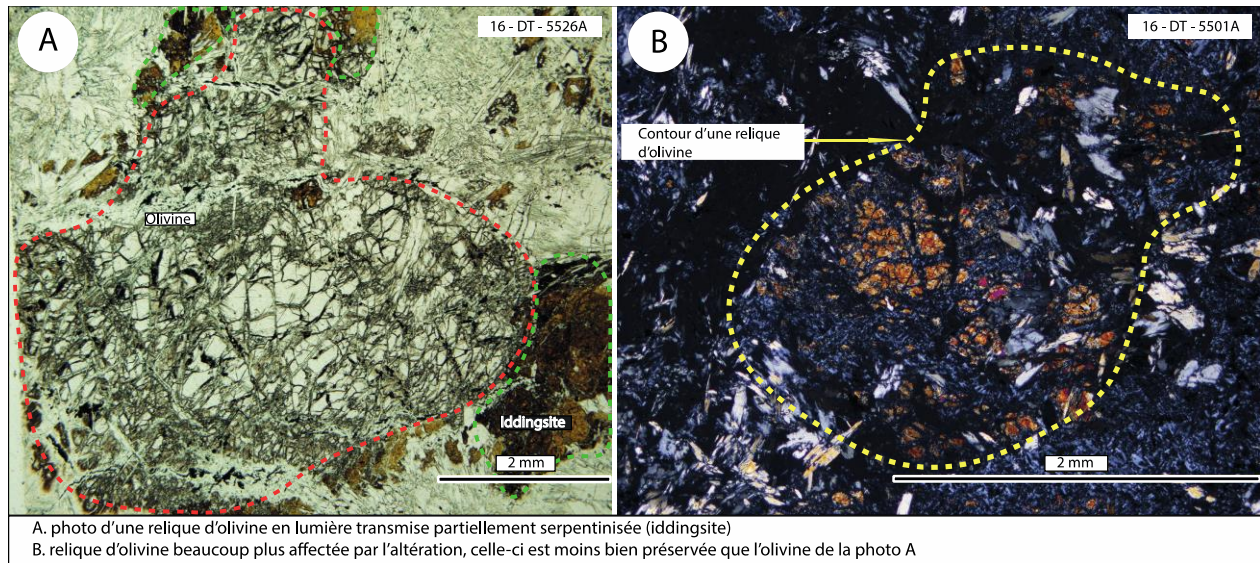


Planche 8: Vue microscopique des reliques d'olivines dans l'unité de komatiite

Une olivine fraîche provenant typiquement d'une coulée komatiitique a un contenu en Fo compris entre 94 et 90 (Ardnt, 2008). Cependant, certaines komatiites, comme les grains squelettiques d'olivine des komatiites de Zvishavane, peuvent montrer un contenu en Fo plus faible (87 à 83) (Bickle et al., 1994).

Un total de 36 points a été analysé à la microsonde sur une base de quatre oxygènes. Le tableau 2 est une sélection de ces points qui met en évidence les caractéristiques des olivines contenues dans les komatiites. L'annexe A rapporte les analyses complètes de toutes les phases minérales qui ont été traitées à la microsonde pour toutes les unités lithologiques. La composition des olivines est constante avec un contenu en Fo moyennant 84,1. La valeur maximale en Fo pour l'olivine la moins altérée est de 84,8 et la valeur minimale est de 83,9. Les olivines ne montrent pas de zonation notable. La seule olivine bien préservée qui a été analysée du cœur vers la bordure a montré une faible différence de composition. Les bordures d'olivines sont serpentinisées et montrent en conséquence un faible contenu en Fo comparé au cœur des olivines. Le contenu en NiO varie de 0,402 à 0,204 et le contenu en Cr varie de 0 à 0,035. La formule chimique générale des olivines analysées est la suivante : $(Mg_{1,68}Fe_{0,32})[SiO_4]$

Tableau 2 : Composition chimique d'une sélection d'olivine dans les komatiites

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
SiO ₂	40,87	39,93	39,88	39,87	40,48	40,96	40,58
TiO ₂	0,01						
Al ₂ O ₃	0,00					0,34	0,08
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02				0,01
FeO	13,90	14,66	14,80	15,01	14,45	26,27	13,99
MnO	0,37	0,36	0,43	0,35	0,31	0,62	1,33
MgO	44,62	44,62	44,69	44,76	45,34	11,71	25,47
NiO	0,22	0,33	0,28	0,28	0,28	0,01	0,50
CaO			0,003	0,005		1,17	0,24
Fo	84,80	84,12	83,95	83,86	84,56	43,69	74,75

^a Pourcentage poids des oxydes.

^b Contenu en Fo en pourcentage molaire.

#1 Olivine avec le contenu les plus élevé en Fo.

#2 Analyses représentant le contenu moyen en Fo dans les reliques d'olivines.

#3, 4, 5 Analyses d'un même grain d'olivine en partant du centre vers la bordure (absence de zonation).

#6, 7 Bordures de grain d'olivines serpentinisées montrant un contenu faible en Fo.

Serpentine

Il est possible de distinguer deux types de serpentines sur les lames : l'iddingsite, qui se retrouve aux marges des reliques d'olivines, et l'antigorite. L'iddingsite est facilement reconnaissable optiquement notamment par sa couleur en lumière naturelle (brun orangé à jaune orangé) et sa biréfringence très élevée. L'antigorite forme des agrégats micrométriques, parfois fibreux, de petites paillettes (<0,2mm). Elle est incolore en lumière naturelle, à extinction droite et à faible biréfringence.

Sur l'ensemble, 10 points de serpentines ont été analysés à la microsonde sur une base de 28 oxygènes. Le tableau 3 met en évidence un éventail des résultats de la chimie des serpentines. Les numéros représentent l'ordre d'analyse des points selon la lame. Le traitement de ces résultats a permis de confirmer la nature de ces minéraux, soit l'antigorite comme phase majeure de la serpentine et un peu d'iddingsite. La composition en H₂O est très élevée (12,32 < H₂O < 13,03) et le pourcentage poids en NiO va jusqu'à 0,15 avec une moyenne de 0,10. L'antigorite a comme formule chimique générale : (Mg_{2,97-3,12},Fe_{0,26-0,4},Ni_{0,004-0,021})[Si₂O₅](OH)₄.

Tableau 3: composition chimique d'une sélection de serpentines dans les komatiïtes.

	#2	#3	#4	#5	#9
SiO ₂	43,18	44,19	44,14	44,15	46,09
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	1,82	0,01	0,07	0,07	1,25
Cr ₂ O ₃	0,15	0,00	0,02	0,00	0,02
MgO	38,17	39,82	40,19	39,90	34,30
CaO	0,01	0,03	0,09	0,05	0,00
MnO	0,04	0,07	0,12	0,07	0,07
FeO	4,41	2,74	2,44	2,58	7,64
NiO	0,07	0,08	0,07	0,04	0,11
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
H ₂ O*	12,89	12,87	12,91	12,87	13,03

Amphibole

Les observations microscopiques ont permis d'identifier l'amphibole contenue dans l'unité de komatiïte. Il s'agit de la trémolite, une amphibole calcique. La trémolite représente un bon pourcentage modal des lames de komatiïte. Les grains de trémolite ont une taille comprise entre 0,5 et 2mm. 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 (planche 7B).

Les analyses à la microsonde de 25 points sur une base de 23 oxygènes ont permis de confirmer la nature de ces amphiboles. Le tableau 4 montre une sélection résumant la composition des amphiboles de l'unité de komatiïte. Sur les 25 points analysés, 23 sont classifiés comme des trémolites et deux des amphiboles sont des winchites ; une amphibole calcique-sodique (Fig. 5). La classification est basée sur la nomenclature des amphiboles de Leake et al., 1997. Les amphiboles contenues dans les komatiïtes ont en très grande partie la formule chimique suivante : $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Tableau 4: composition chimique d'une sélection d'amphiboles dans les komatiites

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
SiO ₂	57,44	57,69	57,72	57,58	57,53	57,50	56,85
TiO ₂	0,03	0,02	0,09	0,08	0,12	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	0,58	0,24	0,24	0,25	0,40	0,30	0,19
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,02	0,03
MgO	23,59	23,89	23,77	24,59	24,59	23,49	24,24
CaO	13,03	11,97	12,39	8,30	9,68	12,91	11,77
MnO	0,09	0,17	0,15	0,24	0,33	0,15	0,23
FeO	2,18	2,71	2,64	5,67	4,60	2,32	3,27
Na ₂ O	0,31	0,14	0,14	0,13	0,21	0,20	0,12
H ₂ O	2,18	2,14	2,18	2,16	2,17	2,15	2,16
Nom	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Winchite	Winchite	Trémolite	Trémolite

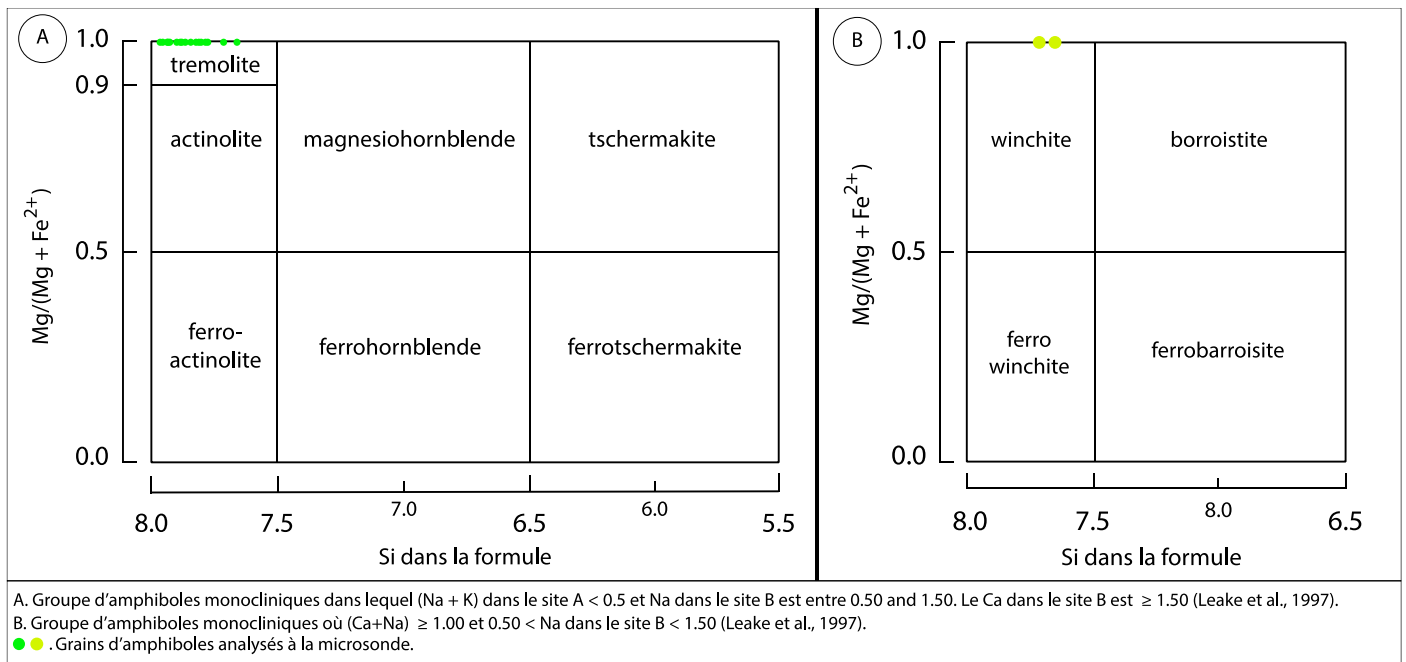


Figure 5: Classification des amphiboles de l'unité de komatiite

Oxydes

Les minéraux opaques (5 à 10%) sont à 95% des oxydes, plus précisément de la magnétite et de l'ilménite (planche 9). Il est possible d'observer quelques rares grains de sulfures. Les oxydes ont une forme idio à hypidiomorphe et sont de très petites tailles (<0,1mm). La magnétite et l'ilménite ont une couleur grise avec une pointe de brun qui est plus prononcée sur l'ilménite. Cette distinction optique entre les deux rend la reconnaissance pétrographique plus simple.

Un total de 22 grains de magnétite et de deux grains d'ilménite a été analysé à la microsonde. L'analyse des magnétites s'est faite sur une base de 32 oxygènes et celle des ilménites s'est faite sur une base de 6 oxygènes. Le tableau 5 représente une sélection de la composition chimique des grains de magnétite et d'ilménite. La chimie de ces minéraux a permis de faire une classification minéralogique selon la proportion de chaque élément (Tableau 5).

Le fer est bien entendu l'élément prédominant dans la magnétite avec une moyenne de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 95\%$. Les autres éléments occupant une proportion non négligeable sont le Cr_2O_3 et le V_2O_3 qui ont une teneur moyenne de 1,87 et de 1,75 respectivement. L'ilménite a une chimie dominée par le titane, avec un TiO_2 moyennant 53,2 et le fer ($\text{FeO}_{\text{moyen}} = 42,2$). Le MnO a une teneur moyenne de 3,35 et le $\text{MgO} \approx 0,95$.

La classification minéralogique selon la série de la magnétite a donné un résultat probant avec une teneur moyenne de 82.6% de magnétite, de 6.5% de chromite et de 6.2% de coulsonite (un oxyde de fer et vanadium). Seul le grain 11 a donné une teneur de 99.6% de spinelle. La série de l'ilménite a aussi donné des résultats concluant avec une teneur moyenne d'ilménite à 89.3%, de pyrophanite à 7.2% (un titane de manganèse) et de geikielite à 3.5% (un titane de magnésium).

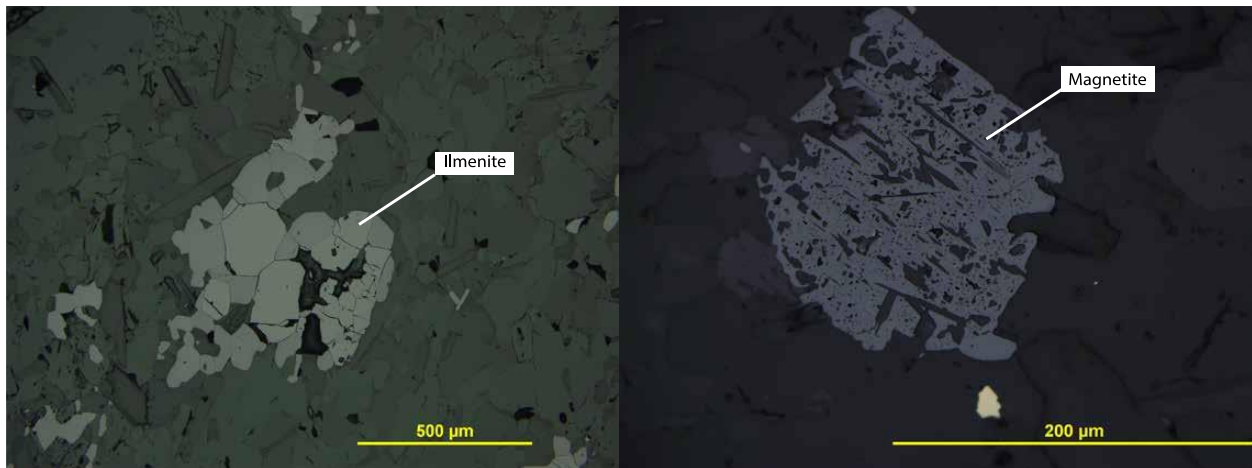


Planche 9 : oxydes associés aux komatiites

Tableau 5: composition chimique des oxydes dans les komatiïtes

Magnétite												Ilménite		
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11		#1	#2
SiO2	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,01	20,09	SiO2	0,02	0,03
TiO2	0,27	0,72	0,80	0,34	0,56	0,00	0,00	0,90	0,30	0,35	0,00	TiO2	53,33	53,01
Al2O3	0,02	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,19	Al2O3	0,03	0,00
Fe2O3	64,42	62,13	62,60	66,04	65,04	67,51	67,81	61,79	63,31	64,27	70,57	Fe2O3	0,00	0,00
FeO	30,13	30,23	30,27	30,92	30,93	30,29	30,41	30,58	30,16	30,46	0,00	FeO	42,27	42,07
MgO	0,20	0,19	0,36	0,04	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,10	22,68	MgO	0,96	0,94
MnO	0,03	0,232	0	0	0,013	0,024	0,032	0,07	0	0	0	MnO	3,354	3,329
Na2O	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	Na2O	0,00	0,00
Cr2O3	2,16	3,20	2,70	1,39	1,53	0,09	0,00	2,73	2,59	2,28	0,00	Cr2O3	0,01	0,08
V2O3	1,94	2,78	2,35	1,49	1,46	0,00	0,00	2,61	2,56	2,31	0,10	V2O3	0,00	0,02
ZnO	0,00	0,08	0,00	0,01	0,04	0,04	0,09	0,00	0,02	0,04	0,00	ZnO	0,05	0,03
NiO	0,26	0,23	0,26	0,15	0,10	0,02	0,15	0,17	0,24	0,13	0,07	NiO	0,06	0,02
% Magnétite	79,48	70,32	73,48	85,46	84,09	98,65	98,32	73,59	76,56	78,59	0,00	% Ilménite	89,21	89,28
% Ulvospinelle	1,05	2,68	2,98	1,37	2,25	0,00	0,00	3,45	1,13	1,32	0,00	% Pyrophanite	7,17	7,15
% Chromite	8,77	12,46	10,50	5,83	6,42	0,40	0,00	10,99	10,41	9,20	0,00	% Geikielite	3,62	3,57
% Hercynite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
% Gahnite	0,00	0,28	0,01	0,03	0,17	0,15	0,37	0,00	0,06	0,16	0,00			
% Spinelle	1,50	1,38	2,68	0,34	0,33	0,58	0,45	0,32	0,45	0,75	99,60			
% Jacobsite	0,13	0,97	0,00	0,00	0,06	0,12	0,16	0,30	0,00	0,00	0,00			
% Coulsonite	8,01	11,00	9,30	6,33	6,24	0,00	0,00	10,65	10,41	9,46	0,23			
% Trévorite	1,06	0,91	1,05	0,64	0,44	0,09	0,70	0,69	0,99	0,51	0,17			

Chlorite

La chlorite est un minéral d'altération très commun dans les roches basiques et ultrabasiques. On la retrouve typiquement dans les roches métamorphisées au faciès schiste vert et amphibolite inférieure. Il en existe un grand nombre et les différentes espèces sont délicates à distinguer. Les observations pétrographiques ont montré que la chlorite a en général une forme hypidiomorphe et elle est de petite taille (< 0,5mm). Elle est incolore à vert pâle avec un faible pléochroïsme et une faible biréfringence. La chlorite se présente parfois sous forme de sphérolite et elle peut être cryptocristalline.

Très peu de points, un total de cinq, sur une base de 28 oxygènes ont été analysés à la microsonde. Les résultats (Tableau 6) montrent une composition relativement constante des chlorites avec des valeurs moyennes de 31,9% SiO₂, 14,7% Al₂O₃ et 32,3% MgO. Comme pour la serpentine, la composition en H₂O de ces minéraux est élevée (≈ 12,4%) et le NiO peut atteindre 0,23%. La classification des chlorites est très concluante dans la mesure où les cinq minéraux ont donné le même nom ; du clinochlore dont la formule chimique est Mg₅Al(AlSi₃O₁₀)(OH)₈.

Tableau 6 : composition chimique des chlorites dans les komatiïtes

	#1	#6	#7	#8	#11
SiO ₂	32,38	31,49	31,47	31,23	32,91
TiO ₂	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	14,34	15,12	14,59	15,46	13,93
Cr ₂ O ₃	0,61	1,04	0,89	0,63	0,92
MgO	33,92	31,37	30,91	31,45	33,97
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	5,07	7,46	8,08	7,42	5,30
NiO	0,09	0,23	0,16	0,08	0,07
Na ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
H ₂ O*	12,49	12,35	12,24	12,32	12,57
Total	99,00	99,10	98,43	98,65	99,69

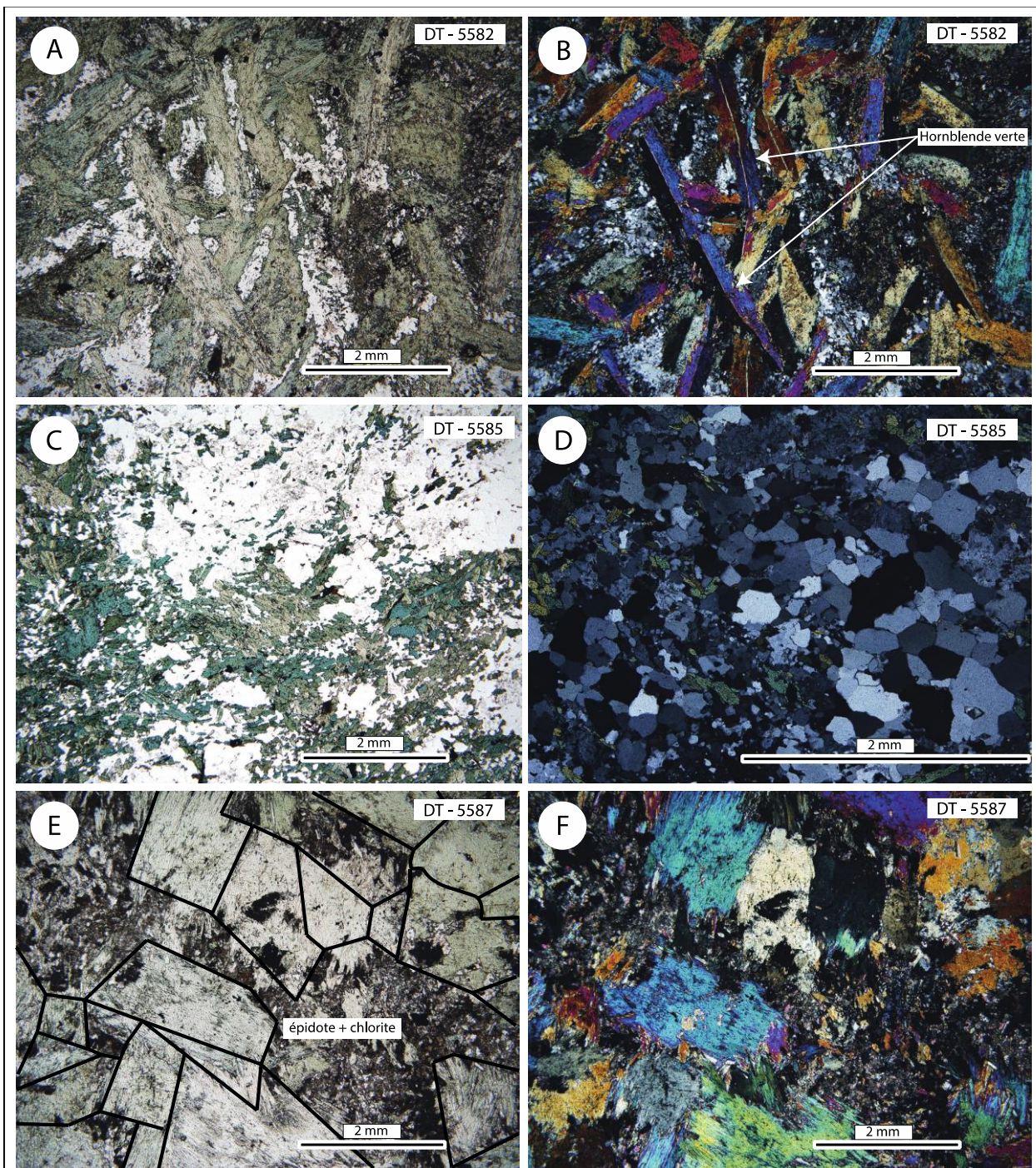
4.2.2 Gabbro tholéïitique riche en fer

Le gabbro tholéïitique riche en fer est composé d'amphibole (30 à 70%), de quartz (15 à 30%), de plagioclase (10 à 15%) et des minéraux opaques (1 à 5%). La roche de cette unité présente typiquement une texture orthocumulative, mésocumulative ou équi-granulaire.

L'amphibole se présente sous forme d'hornblende verte, avec un pléochroïsme apparent et une biréfringence moyenne. Elle a une forme prismatique allongée relativement idiomorphe (planche 10A et B) et montre parfois une extinction roulante. L'amphibole a une granulométrie moyenne à grossière (0,5 à 3mm) et elle est souvent maclée.

Le quartz se présente avec des dimensions différentes. Il peut remplir les interstices d'un gabbro à texture de mésocumulat et être à grain très fin (< 100 microns). Il peut aussi être plus grossier dans un gabbro à texture d'orthocumulat ($\approx 0,3\text{mm}$). La roche montre localement une texture granoblastique dans les portions dominées par le quartz. Les grains de quartz montrent aussi une belle terminaison avec des jonctions triples.

Les minéraux opaques sont principalement des oxydes à grain fin ($\approx 90\%$ de magnétite et 10% de sulfure). Les plagioclases sont hypidiomorphes et de taille moyenne (0,5-1mm). À noter qu'il y a de l'altération en épidote et chlorite des amphiboles dans le gabbro équi-granulaire de la lame DT-5587 (Planche 10E et F)



A. vue générale de la lame DT-5582 composée majoritairement d'hornblende verte maclée et de quartz
 B. la même photo que A en lumière polarisée croisée
 C. vue générale de la lame DT-5585 qui a le même assemblage minéralogique que la lame DT-5582 mais avec une proportion minéralogique différente
 D. Zoom sur les grains de quartz de la lame DT-5585 à texture granoblastique et avec des terminaisons en jonction triple
 E. Texture équi-granulaire de la lame DT-5587 composé essentiellement d'hornblende verte et de minéraux d'altération constituant un assemblage d'épidote et de chlorite.
 F. la même photo que E en lumière polarisée croisée

Planche 10 : caractéristique pétrographique de l'unité de gabbro contenu dans la portion NE de la ceinture de CC

5. Les roches ultramafiques et mafiques de la portion SO

5.1 Terrain

5.1.1 Intrusion de gabbro de la portion SO

Le gabbro se retrouve en très grande partie (90%) dans la portion SO de la Ceinture le Colomb-Chaboullié (unité Acch 4; encadré de la figure 6). Les 10% restant, qui représentent le gabbro tholéiitique riche en fer, se retrouvent dans la portion NE de la ceinture. Le gabbro s'illustre typiquement comme une roche moyennement/grossièrement grenue qui peut être mélanocrate à mésocrate. La roche peut être massive ou foliée, la foliation suit la direction de la schistosité régionale (Planche 12). Selon les observations de terrain, trois types de faciès ont été identifiés dans l'unité de gabbro.

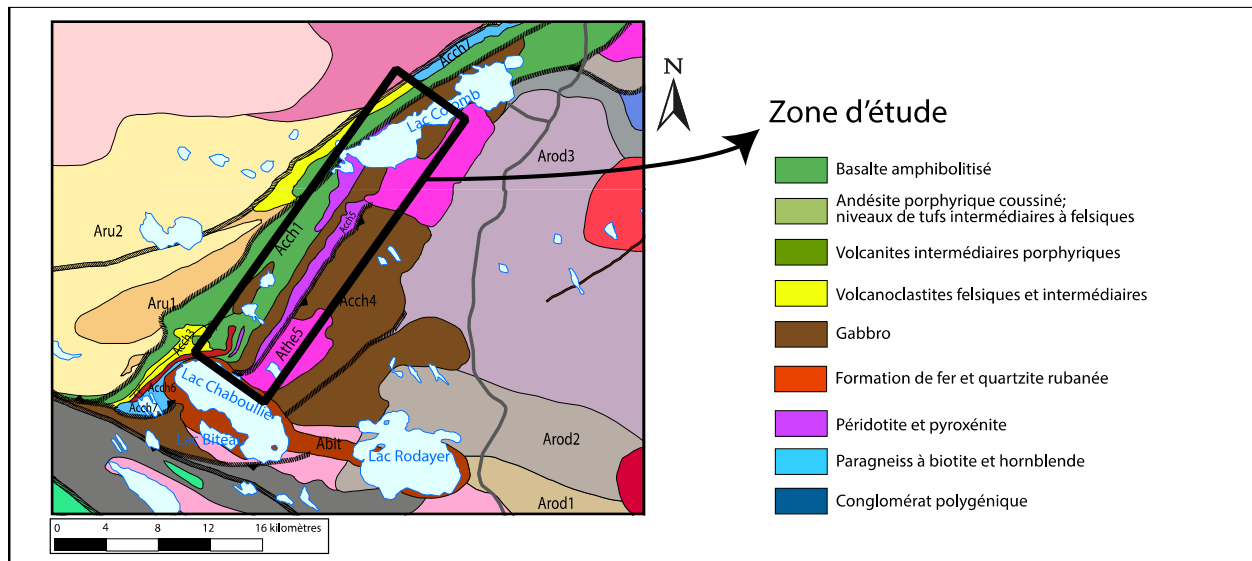


Figure 6 : Carte géologique de la portion SO de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Le secteur renfermant l'unité de gabbro (Acch4), de pyroxénite (Acch5) et de basalte (Achh1) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene, 2017.

Le premier faciès, qui est associé aux roches minéralisées connues (les affleurements de RP-6138, SM-5080 et SM-5164) est un gabbro qui a l'apparence d'une pyroxénite en surface; c'est-à-dire une roche grenue avec des cristaux de pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles qui ressortent en relief positif sur les surfaces affleurantes. La roche a un aspect cabossé, elle est rugueuse et verdâtre en surface. En cassure fraîche, le gabbro est relativement mésocrate,

homogène et à grain moyen/grossier. Les caractéristiques en surface altérée de la roche rappellent celles de la pyroxénite (Planche 12C).

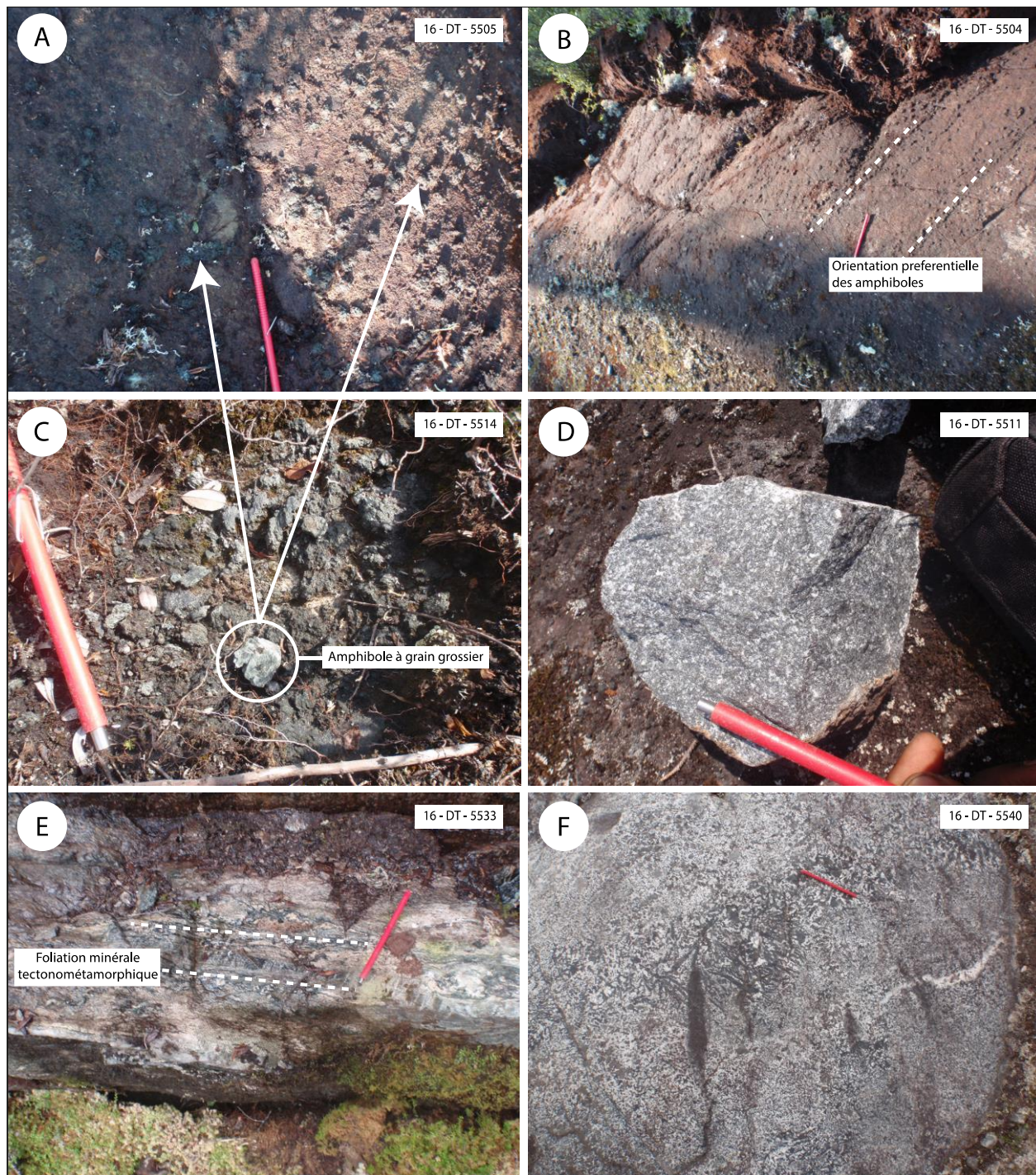
Le deuxième faciès se démarque par la présence de cristaux d'amphiboles grossiers en surface (facilement reconnaissable et présentant parfois un aspect poreux), avec un diamètre moyen de 3 cm et qui peuvent, en fonction du plan sur lequel la roche est visualisée, montrer une orientation préférentielle (Planche 12A et B). En cassure fraîche, ces roches sont similaires à celles qui sont associées aux zones minéralisées, c'est-à-dire une roche mésocrate, équigranulaire, homogène et à grains moyens.

Le troisième faciès ressemble fortement à ce qui est décrit comme "vari-textured" (Planche 12F)). Cette texture est caractérisée par un changement important de granulométrie au sein de la même roche dans un espace restreint. La variation de la taille des grains dans la même unité est caractéristique de ce faciès, qui est par ailleurs retrouvé dans le dépôt du complexe du Lac des Iles (Barnes et al., 2011).

La minéralisation dans les gabbros/pyroxénites apparaît sous forme de sulfures disséminés dans des proportions variant de 1 à 5% (Planche 11). Les secteurs où on observe les roches minéralisées sont localement rouillés. La minéralisation se retrouve dans des gabbros qui forment des niveaux/horizons rouillés centimétriques à métriques. Le gabbro contenant la minéralisation est massif, moyennement grenu et généralement mélanocrate. Les sulfures contenus dans ces roches sont la pyrrhotite et la chalcopirite et un peu d'oxydes (la magnétite en particulier).



Planche 11 : Minéralisation contenue dans la pyroxénite et l'intrusion de gabbro localisés dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié



A, B, C. pyroxènes pseudomorphisés en amphiboles à grain grossier montrant localement une orientation préférentielle.
 D. photo représentative du gabbro à grain moyen/grossier de la portion SO
 E. foliation tectonométamorphique associée au gabbro
 F. gabbro varietexturée

Planche 12 : Caractéristique de terrain de l'intrusion de gabbro situé dans la portion SO

Les caractéristiques de terrain et pétrographiques des unités lithologiques situées dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié sont résumé au tableau 7.

Tableau 7 : Caractéristiques pétrographiques des unités lithologiques de la portion SO de CC

Unité	Caractéristiques de terrain	Textures	Minéralogie
Gabbro tholéiitique riche en MgO	<p>Roche grenue avec des cristaux de pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles</p> <p>Roche mésocrate, homogène et à grain moyen/grossier.</p> <p>"vari-textured" est caractérisée par un changement important de granulométrie au sein de la même roche dans un espace restreint</p> <p>La minéralisation apparait sous forme de sulfures disséminés dans des proportions variant de 1 à 5%</p>	<p>Granulométrie fine, souvent < 1 mm pour les amphiboles.</p> <p>Granulométrie moyenne/grossière ≈ 1-3 mm pour les feldspaths.</p> <p>Préservation de textures primaires : mésocumulat, subophitique, poecilitique</p> <p>Microstructures de déformation "kinks"</p>	<p>Le plagioclase (bytownite) a une proportion modale qui varie grandement (20 à 80%)</p> <p>L'amphibole (actinote et hornblende magnésienne) occupe une proportion modale variable (10 à 70%)</p> <p>La chlorite (ripidolite) a une proportion modale variant de 2 à 30%.</p> <p>L'épidote, la biotite et le quartz sont des phases accessoires (<5%)</p>
Roche felsique	<p>La roche felsique se présente sous forme d'enclaves qui sont centimétriques à métriques dans le gabbro</p> <p>Matériel felsique et leucocrate</p>	<p>Granulométrie fine 0,05 à 0,3mm.</p> <p>Texture polygonale du quartz témoignant d'une recristallisation statique</p>	<p>Les phases majeures ; quartz (70%) et du plagioclase (20%)</p> <p>L'épidote, la séricite et le carbonate sont des phases accessoires</p>
Pyroxénite	<p>Apparence massive, homogène, verdâtre et relativement équigrulaire</p>	<p>Recristallisation de certaines amphiboles secondaires.</p> <p>Aucune texture primaire conservée.</p>	<p>Amphibole (95-99%)</p> <p>La chlorite et le plagioclase ont des phases accessoires (<5%)</p>
Basalte tholéiitique riche en MgO	<p>Roche finement grenus, gris verdâtre en cassure fraîche et à patine d'altération vert foncé à noire et parfois gris blanchâtre.</p> <p>Proportions égales des basaltes coussinés et des basaltes massifs</p> <p>Les coussins sont souvent allongés et aplatis</p>	<p>Granulométrie très fine (< 100 microns)</p>	<p>40 à 50% d'amphiboles</p> <p>≈40% de feldspath</p> <p>Chlorite et quartz en phases accessoires</p>

5.1.2 Roche felsique

La composante felsique contenue dans les roches de l'unité de gabbro du SO est une observation récurrente. Sur les affleurements rocheux, ce matériel felsique et leucocrate contraste en surface avec les gabbros qui sont souvent mélanocrates/mésocrates. La roche felsique se présente sous forme d'enclaves centimétriques à métriques (Planche 13) et qui sont assimilées dans le gabbro. Les roches gabbroïques minéralisées sont typiquement associées à ces enclaves felsiques qui auraient joué le rôle de contaminant du magma parent.

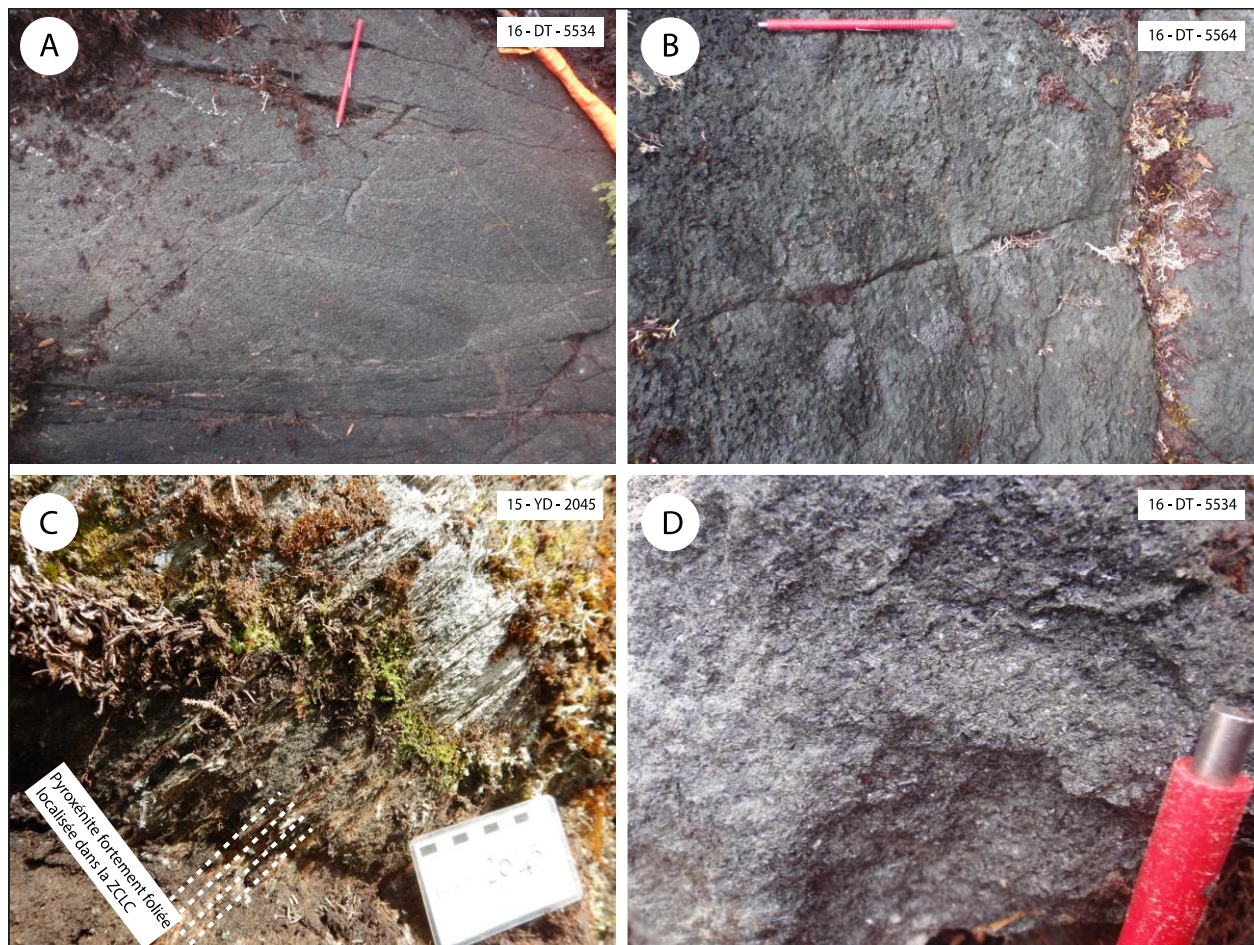


Planche 13 : roche felsique associée à l'unité de gabbro

5.1.3 Pyroxénite

La pyroxénite est localisée dans la portion SO de la Ceinture de Colomb-Chaboullié; (unité Acch 5; Fig. 6), et elle est très facilement reconnaissable sur le terrain. La pyroxénite est d'apparence massive, homogène et relativement équi-granulaire, elle a une couleur verdâtre et elle est moyennement foncée en surface altérée (planche 14). La couleur des échantillons en cassure fraîche est vert foncé. Contrairement à l'unité ultramafique (komatiite), qui a une surface relativement lisse au touché, la pyroxénite présente un aspect rugueux où les pseudomorphoses de pyroxène en amphibole forment des reliefs positifs sur les surfaces affleurantes.

La pyroxénite peut aussi être déformée. L'affleurement 15-YD-2045 en est la preuve (Planche 14C). Cet affleurement rocheux est localisé dans la portion SO 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 pyroxénite et il est possible de noter localement la présence de petites bandes de cisaillement. Cependant, la majeure partie des échantillons de pyroxénite prélevé dans le cadre de la maîtrise ne sont pas directement localisés sur la ZCLC et ne montrent donc pas une déformation aussi apparente.

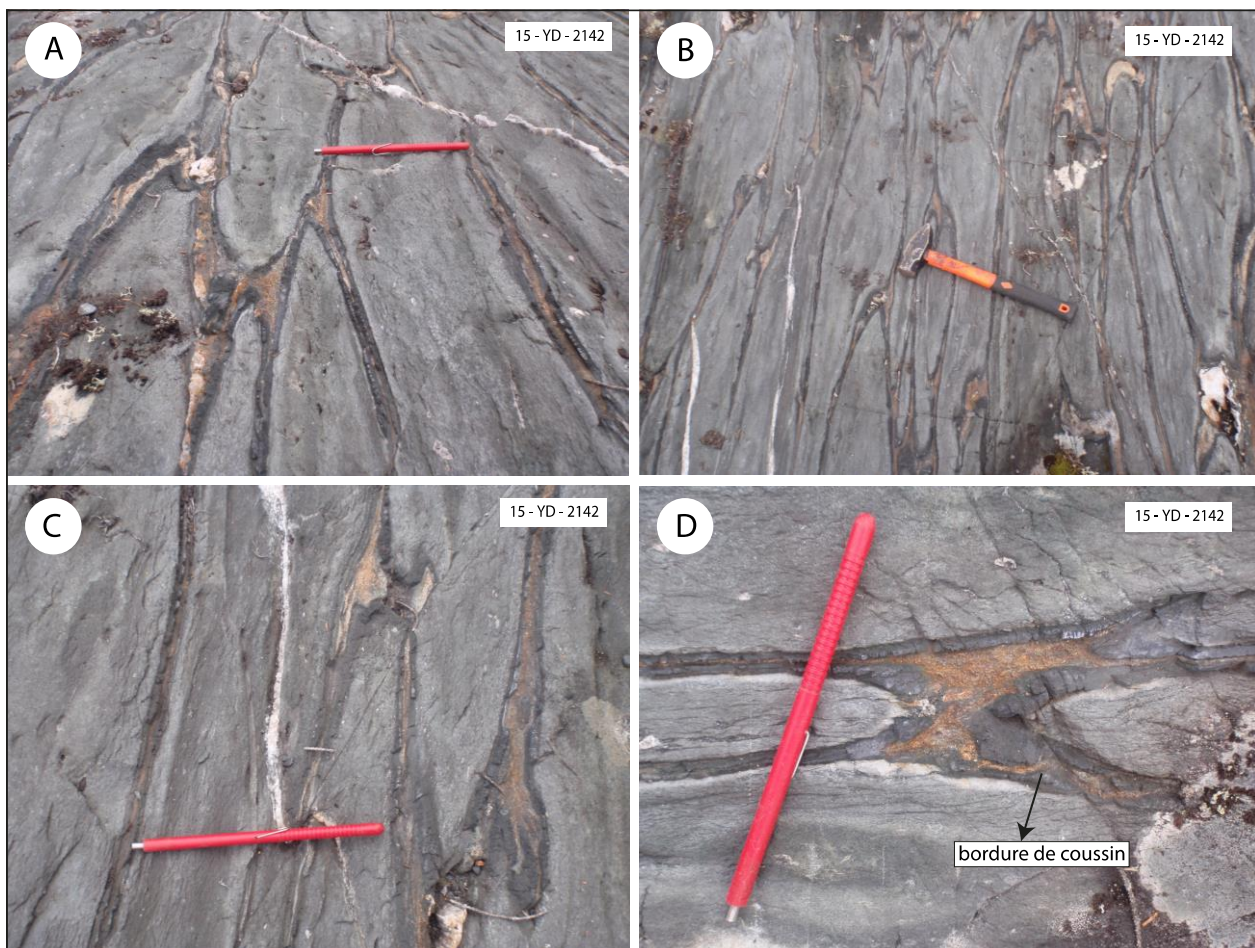


A, B. aspect de la pyroxénite en surface
 C. illustration d'une pyroxénite très déformée localisée sur la ZCLC
 D. pyroxénite en cassure fraîche

Planche 14 : Caractéristiques de terrain de la pyroxénite

5.1.4 Basalte tholéïitique riche en MgO

Les basaltes tholéïitiques riches en MgO, appelés basaltes amphibolitisés (unité Acch 1, Fig. 6) forment 60% des roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Selon Bandyayera et Daoudene (2017), les basaltes tholéïitiques riches en MgO 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 (Planche 15).



- A. basalte tholéïitique coussiné riche en MgO
B, C. basalte coussiné très déformé, les coussins sont aplatis et allongés selon le sens de la schistosité régionale
D. les bordures de coussin représentent le matériel hyaloclastite bien préservé.

Planche 15 : Caractéristiques de terrain du basalte tholéïitique riche en MgO

5.2 Assemblage minéralogique

5.2.1 Intrusion de gabbro

Plagioclase

Le plagioclase a une proportion modale qui varie grandement (20 à 80%). Cette variation dans la proportion en plagioclase implique différentes nomenclatures pour les différentes roches de l'intrusion de gabbro. Les lames minces étudiées sont majoritairement des gabbro norites/leucogabbros (95%). Deux des lames qui sont situées dans la partie plus centrale des intrusions mafiques (DT- 5508 et DT-5509) montrent une composition plutôt anorthositique. En termes de proportion minéralogique, les roches appartenant à l'intrusion de gabbro ne sont pas uniformes. Cette variation dans l'assemblage minéralogique au sein de la même unité lithologique pourrait s'expliquer par le processus de cristallisation fractionnée. Certains grains de plagioclase montre des "kinks" (Planche 16A et B) symbolisant des microstructures de déformation dans la roche.

Un total de 19 points de feldspaths a été analysé à la microsonde sur une base de 8 oxygènes. Le tableau 8 est une représentation de ces points qui montre que ces minéraux sont riches en CaO, et en Al₂O₃. La teneur moyenne en CaO est de 17,1 et celle de l'Al₂O₃ est de 34,3. La teneur en Na₂O ($\approx 1,95$) est assez faible par rapport au CaO, ce résultat reflète la forte calcicité des plagioclases dans l'intrusion de gabbro. Le diagramme de classification ternaire des feldspaths basés sur les pôles albite, anorthite et orthose (Fig. 7) suggère que les plagioclases analysés sont majoritairement de la bytownite. Seulement trois points tombent dans le champ de l'anorthite et deux points dans le champ du labradorite, ces deux points étant contenus dans les roches les plus fractionnées de l'intrusion de gabbro (G1 et G2).

Tableau 8 : composition chimique d'une sélection de feldspath dans l'intrusion de gabbro

	#2	#3	#3	#15	#16
SiO ₂	46,37	49,25	49,25	43,88	45,30
TiO ₂	0,00	0,06	0,06	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	34,91	32,67	32,67	35,50	34,95
FeO	0,04	0,06	0,06	0,00	0,03
MnO	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00
MgO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	17,59	15,27	15,27	18,75	18,07

Na ₂ O	1,62	2,99	2,99	1,07	1,45
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
BaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05
Orthose	0,05	0,10	0,10	0,01	0,08
Albite	14,27	26,16	26,16	9,33	12,66
Anorthite	85,67	73,74	73,74	90,65	87,26

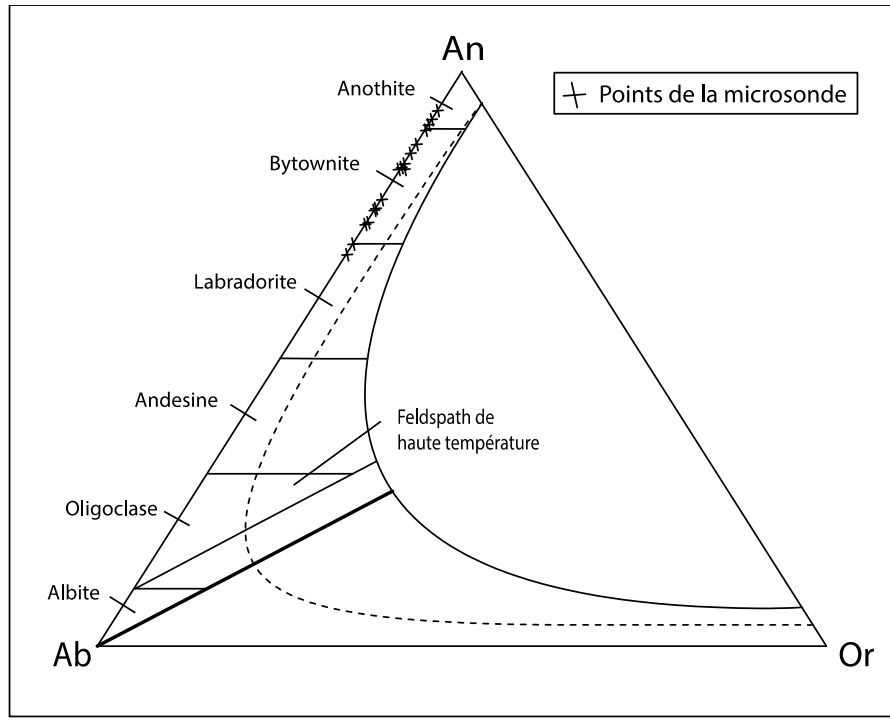


Figure 7 : Diagramme de classification des feldspaths dans l'intrusion de gabbro

Amphibole

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. Le faciès métamorphique serait probablement au schiste vert supérieur et 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 tabulaires ou 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 la déformation est visible. Les prismes

d'actinotes montrent une orientation préférentielle qui souligne la foliation (Planche 16C et D) et certains grains d'actinote sont pliés voir cassés.

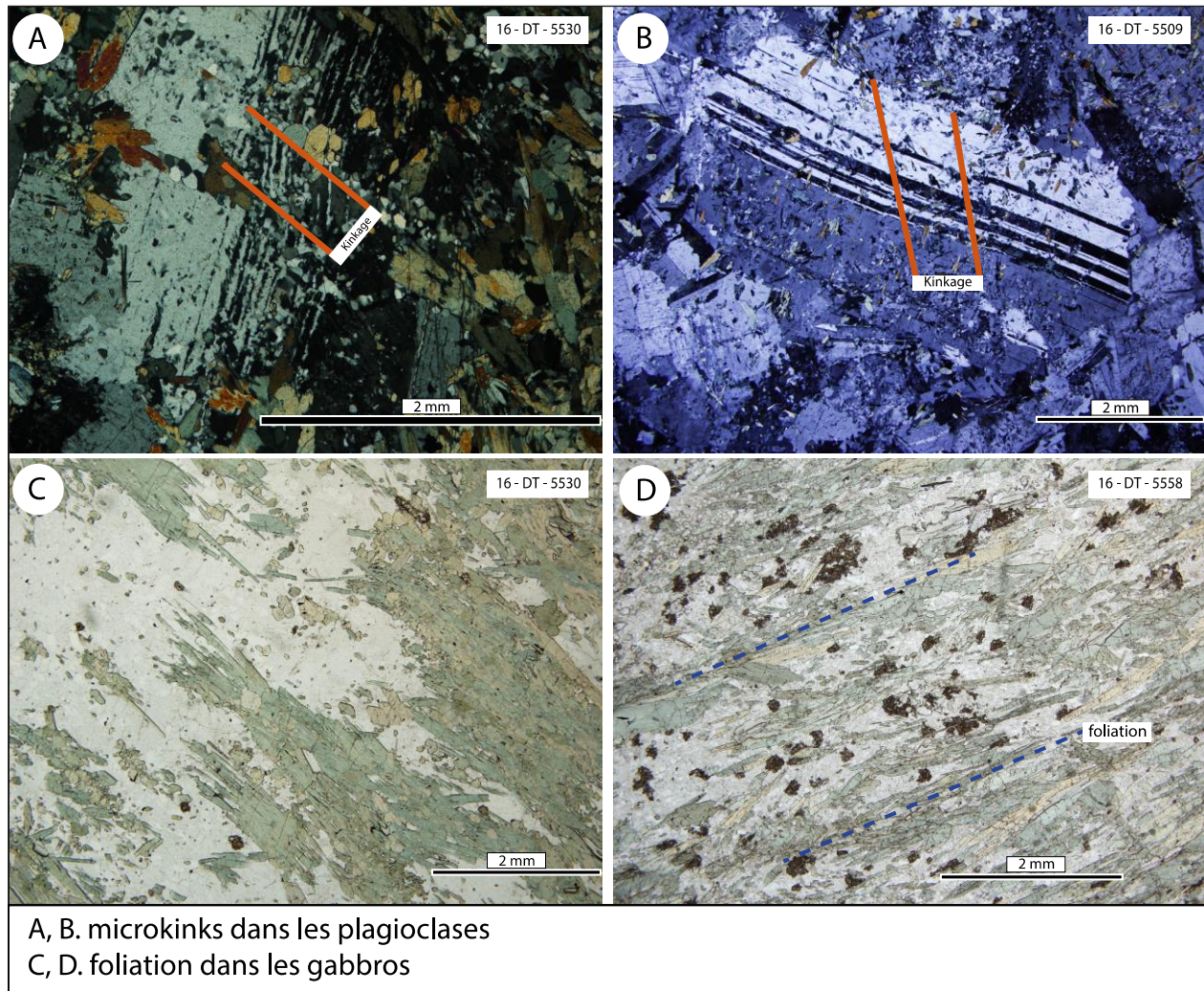


Planche 16 : Structures et microstructures de déformation dans les gabbros

Dans l'intrusion de gabbro, 27 points d'amphiboles ont été analysés à la microsonde sur une base de 23 oxygènes (Tableau 9). Les résultats montrent que ces amphiboles sont relativement riches en CaO et en FeO, avec des valeurs moyennes de 11,98% et 13,7% respectivement. Comme attendu, la classification a donné plusieurs types d'amphiboles calciques; la majorité des points rentrent dans le champ de la hornblende magnésienne, 4 des points sont des actinotes et 5 autres de la tschermakite (Fig. 8A). Deux des points ont donné une amphibole calcique-sodique nommée borroistite (Fig. 8B).

Tableau 9 : composition chimique d'une sélection d'amphiboles dans l'intrusion de gabbro

	#1	#2	#3	#4	#5
SiO ₂	51,46	51,67	52,51	52,36	48,74
TiO ₂	0,50	0,23	0,13	0,11	0,47
Al ₂ O ₃	4,82	4,76	3,20	3,87	8,82
Cr ₂ O ₃	0,14	0,10	0,00	0,08	0,16
FeO	15,00	13,93	12,59	13,97	11,68
MnO	0,35	0,57	0,58	0,54	0,21
MgO	14,16	14,16	15,25	14,30	15,28
CaO	11,87	12,32	12,30	12,36	11,05
Na ₂ O	0,41	0,35	0,19	0,28	0,86
K ₂ O	0,04	0,08	0,04	0,09	0,05
H ₂ O	2,08	2,07	2,06	2,02	2,08
Nom	hornblende- magnésienne	hornblende- magnésienne	Actinote	Actinote	hornblende- magnésienne

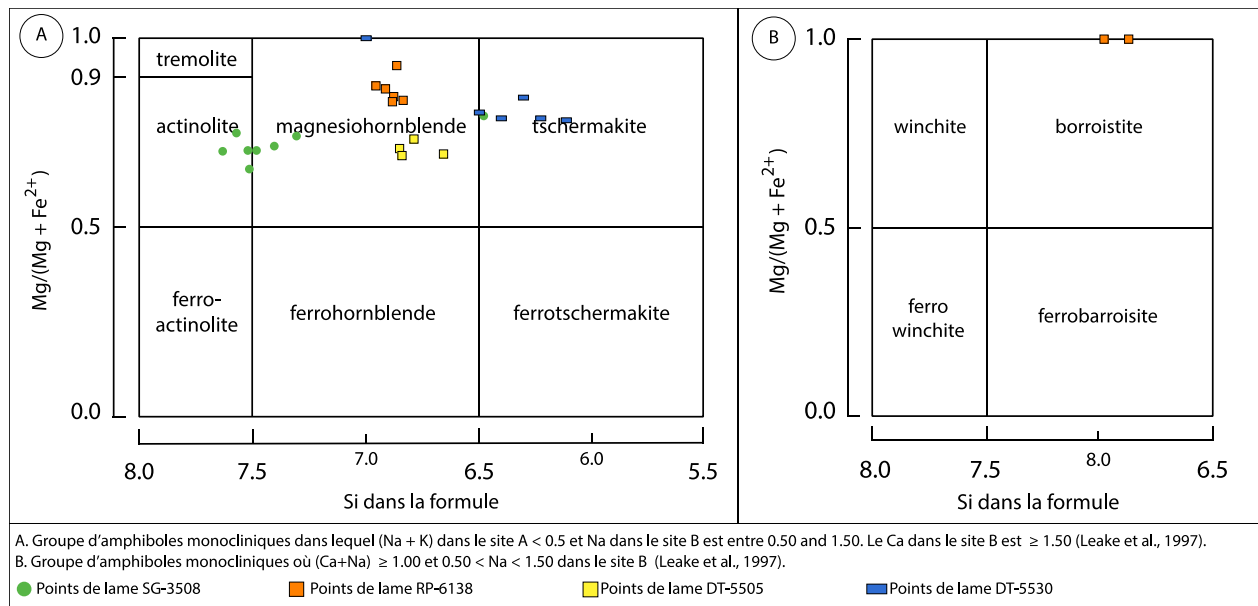


Figure 8 : Diagramme de classification des amphiboles dans l'intrusion de gabbro (Leake et al., 1997).

Chlorite

La chlorite est l'une des phases minérales majeures des roches gabbroïques. Elle a une proportion modale variant 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. Dans l'intrusion de gabbro, seulement trois analyses de chlorite ont été acquies (Tableau 10). Ces analyses montrent des compositions assez uniformes

où les teneurs en Al₂O₃ et MgO sont élevées, avec des moyennes de 22,3% et 22,2% respectivement. La nomenclature des chlorites est la même pour les 3 phases analysées, à savoir la ripidolite dont la formule chimique est (Mg,Fe,Al)₆(Si,Al)₄O₁₀(OH)₈.

Tableau 10 : Composition chimique des chlorites dans l'intrusion de gabbro

	#1	#2	#3
SiO ₂	26,90	26,93	27,22
TiO ₂	0,12	0,15	0,04
Al ₂ O ₃	22,14	22,25	22,59
Cr ₂ O ₃	0,28	0,13	0,00
MgO	22,91	20,63	22,96
MnO	0,10	0,00	0,12
FeO	14,85	17,69	14,67
CoO	0,00	0,01	0,01
NiO	0,14	0,13	0,09
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	12,01	11,93	12,09
Nom	ripidolite	ripidolite	ripidolite

Phases accessoires

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. Des grains de rutile et d'ilménite sont rarement observés dans certaines lames.

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 clinozoïsite et la pistachite. Cette dernière est très facilement identifiable, car elle se présente sous la forme d'un manteau d'arlequin; donc une forte biréfringence variable au sein d'une même section. Tandis que, la clinozoïsite a une biréfringence faible avec une teinte anormale qui polarise dans les bleus gris du 1^{er} ordre (Planche 18B).

La biotite est une phase accessoire (1-2%) qui apparaît dans certaines lames. Sur les 50 lames minces étudiées, trois 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.

Certaines roches de l'intrusion de gabbro présentent des textures ignées bien préservées et facilement reconnaissables (Planche 17). 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 (Planche 17C et D). Il est aussi possible de retrouver des gros grains poecilitiques 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 (Planche 17A et B).

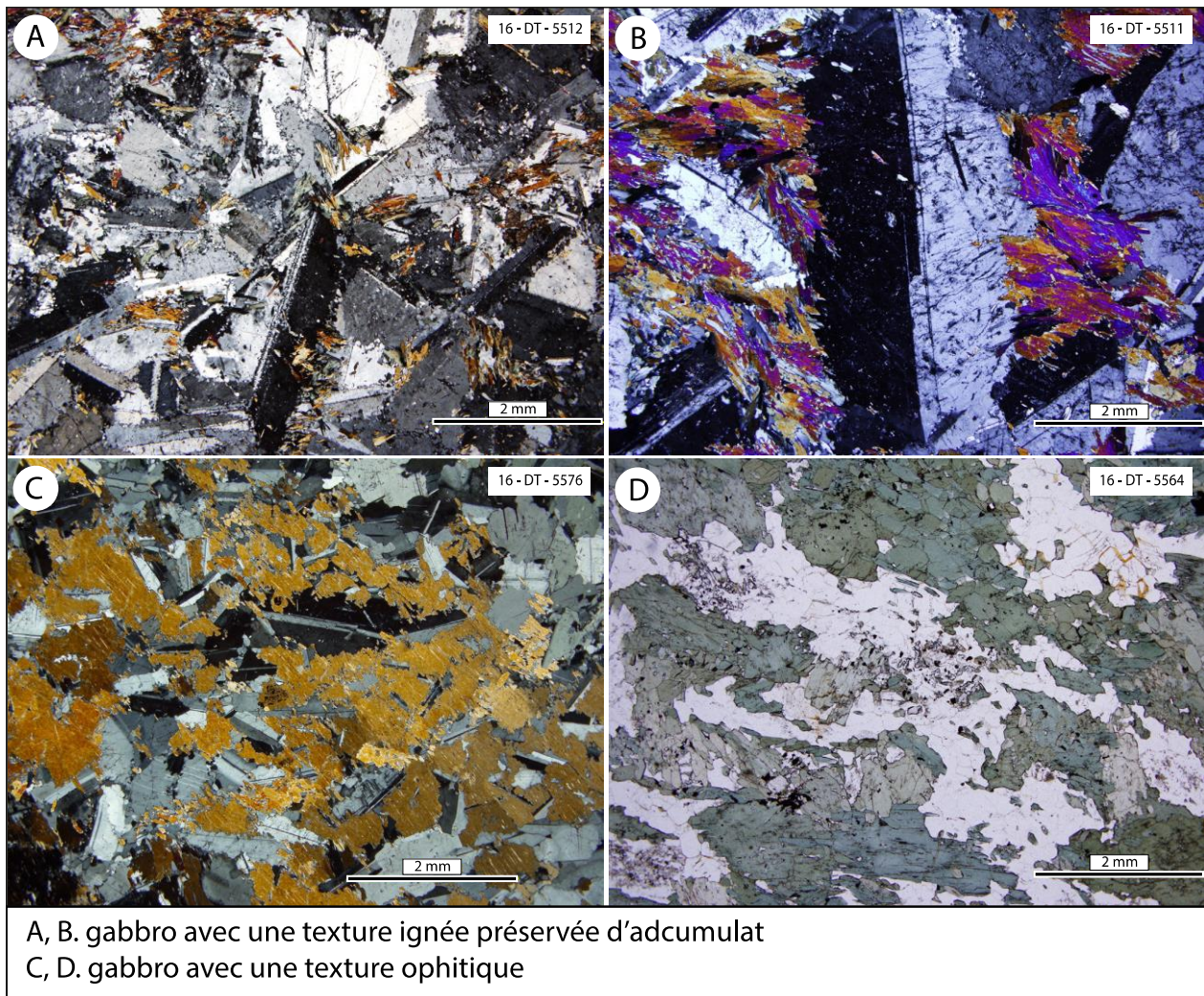


Planche 17 : Textures associées à l'intrusion de gabbro

Les roches minéralisées, qui ont donné des anomalies ou des valeurs indicielles en éléments du groupe de platine, montrent relativement le même type d'assemblage minéralogique que les gabbros sans minéralisation. De façon typique, il y a majoritairement de l'amphibole (20 à 50%) et du plagioclase (15 à 25%), auxquels sont associés du quartz et de la biotite en phases accessoires. Cependant, le gabbro minéralisé contient beaucoup plus d'épidote et de chlorite que leur contrepartie non minéralisée. En effet, l'épidote, qui est une phase mineure (1-3%) dans les roches de gabbro non minéralisées, peut atteindre 30% (15-30%) dans les roches minéralisées (Planche 18).

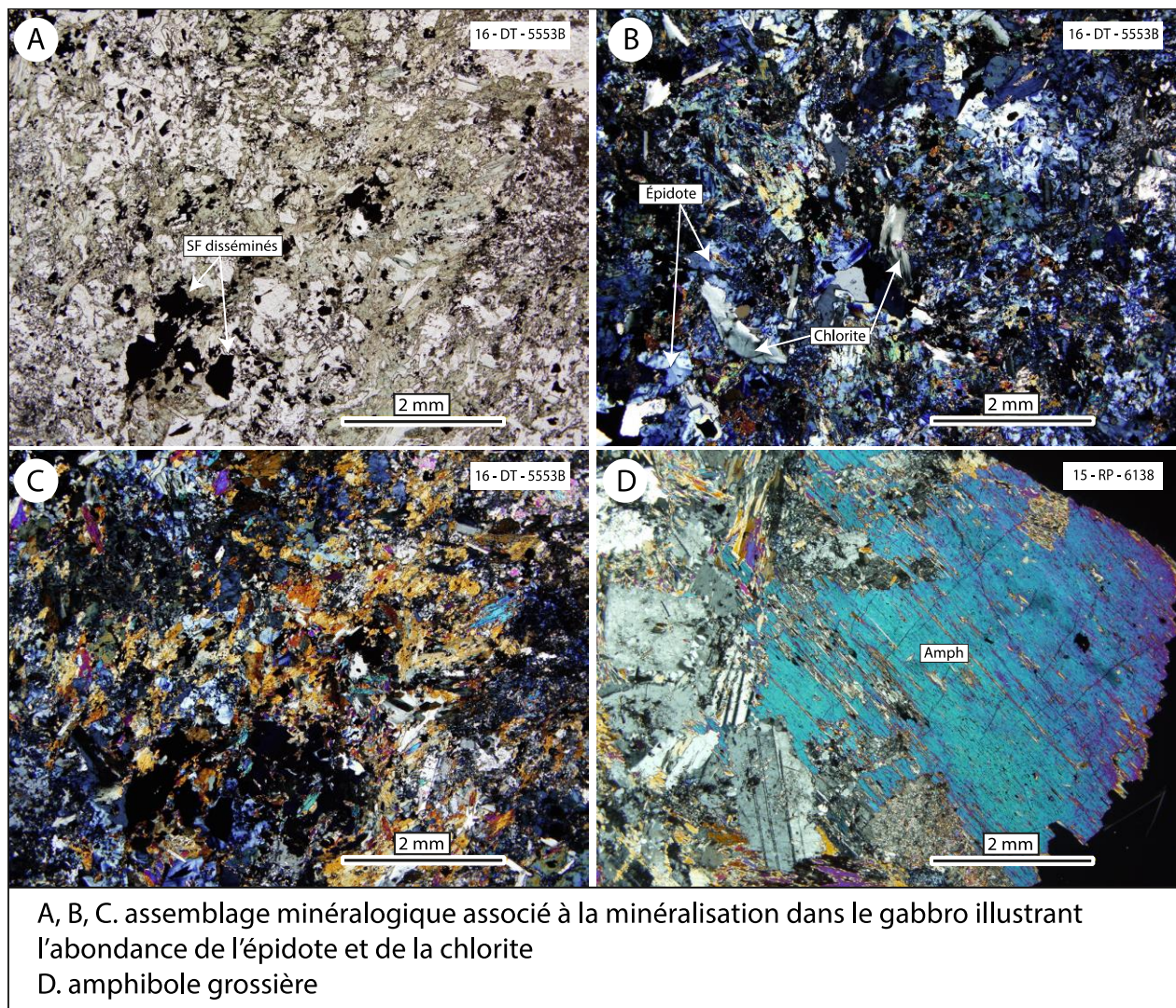


Planche 18 : Silicates associés aux roches minéralisées dans l'intrusion de gabbro

Les roches qui ont fourni des teneurs indicelles en Ni, Cu et/ou EGP, ont une proportion modale de sulfures disséminés variant de 10 à 15%. 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. 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 (Planche 19).

La pyrrhotite constitue la phase principale de la masse sulfurée, représentant 60% de celle-ci. Elle se présente typiquement sous la forme de grains xénomorphes, mesurant en moyenne 1 mm (0,1 à 3 mm), et elle est souvent fracturée. La chalcopyrite représente 30% de la masse sulfurée. Elle apparaît xénomorphe et montre localement une texture poecilitique. La pyrite (5%) est idiomorphe et peut mesurer jusqu'à 2mm (de forme cubique). La pentlandite est souvent sous la forme d'exsolution lamellaire dans la pyrrhotite (Planche 19B et C). Il y a deux types d'assemblages minéralogiques retrouvés dans les roches qui contiennent des sulfures :

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

Les analyses à la microsonde, d'un total de 26 points, des sulfures dont la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopyrite et la pyrite ont montré que chacune des phases minérales a une composition relativement constante (voir annexe A). La pentlandite a une teneur moyenne en Ni de 37,4% et la chalcopyrite a une teneur moyenne en Cu 34,4%. Le calcul des proportions atomiques sur une base de 8 atomes de soufre a servi à trouver la formule chimique de la pyrrhotite monoclinique qui est $Fe_{7,23}S_8$.

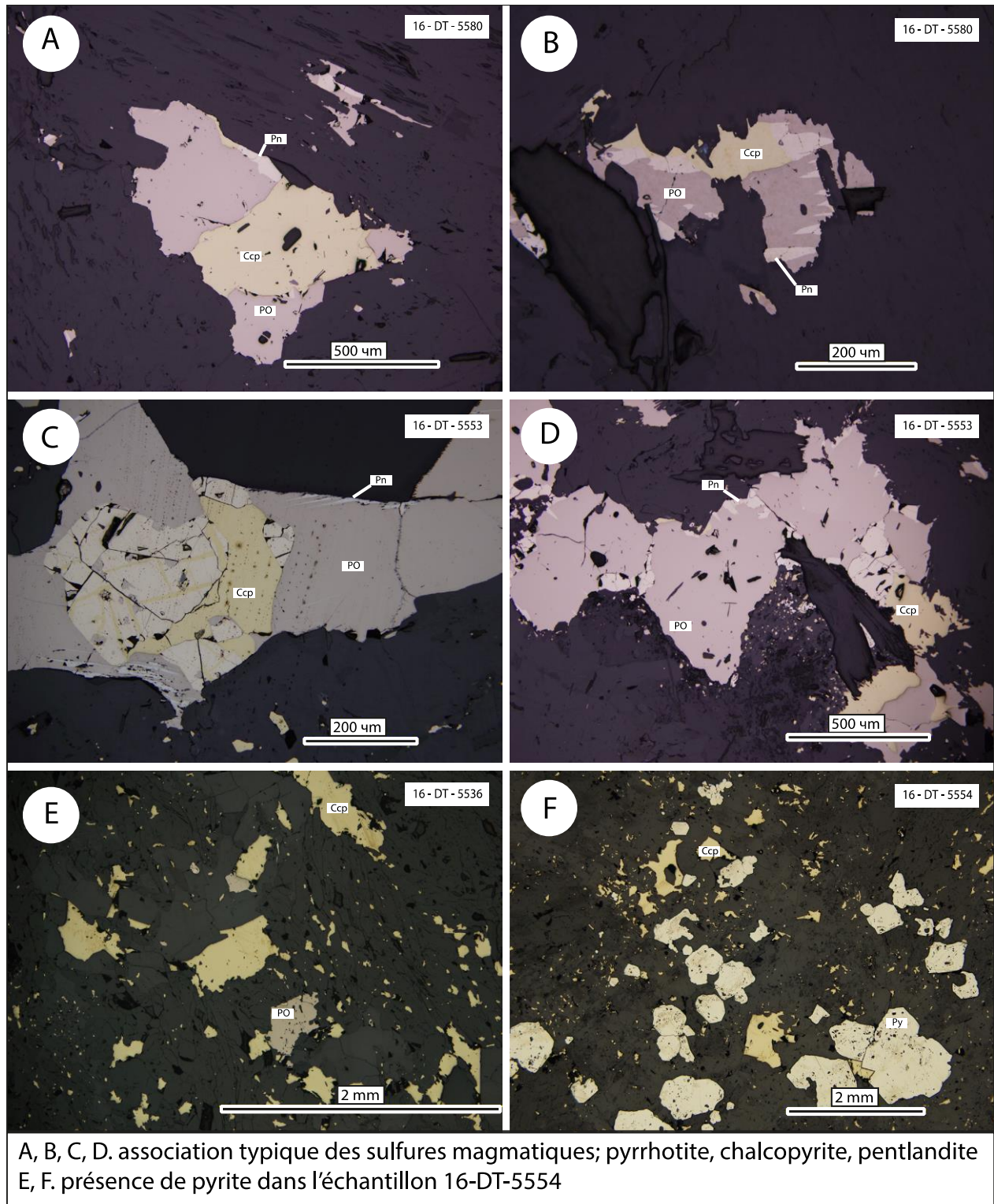
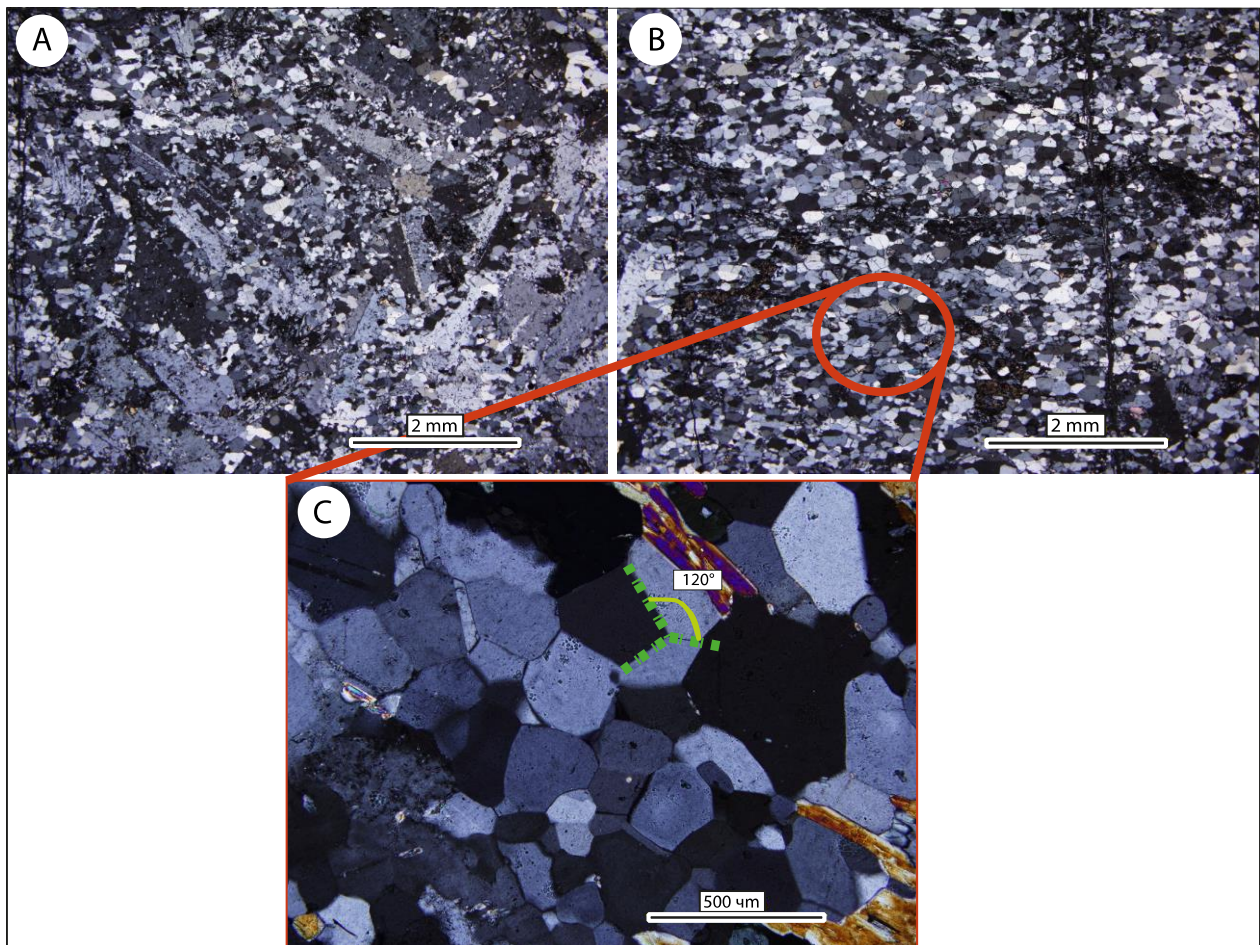


Planche 19 : Les sulfures observés dans les roches minéralisées de l'intrusion de gabbro

5.2.2 La roche felsique

La roche felsique présente comme phases majeures du quartz (70%) et du plagioclase (20%), et des minéraux accessoires tels que l'épidote et la séricite issus de l'altération des plagioclases, et un peu de carbonates (planche 20A). Les grains de quartz montrent globalement des formes polygonales et sont de petites tailles (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 une direction préférentielle qui pourrait définir une foliation (Planche 20B). 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.



- A. assemblage minéralogique de la roche felsique composé essentiellement de quartz et de plagioclase
- B. texture polygonale des grains de quartz définissant une direction préférentielle
- C. Jonction triple entre les grains de quartz indiquant une recristallisation statique

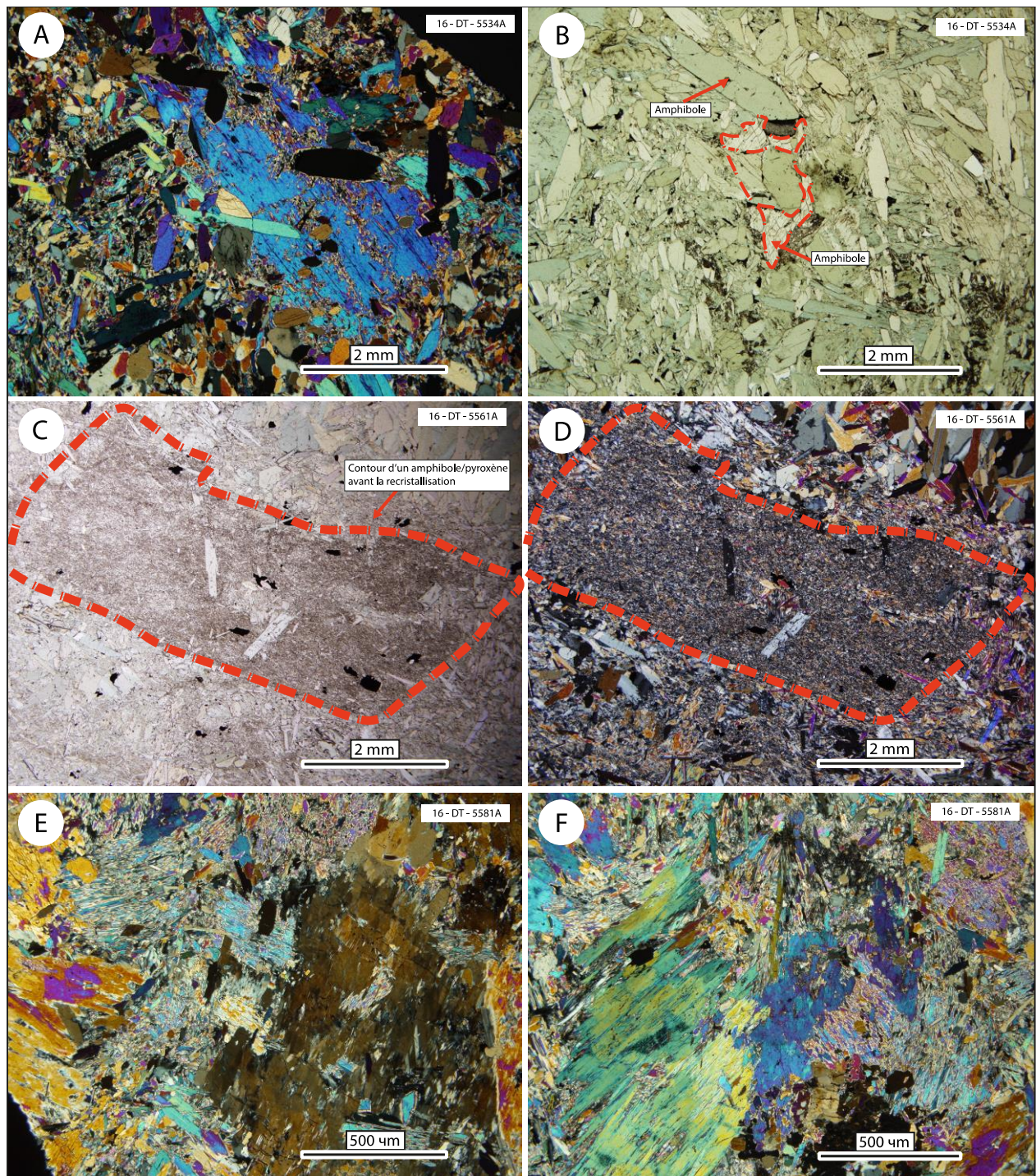
Planche 20 : Minéralogie de la roche felsique dans l'intrusion de gabbro

Nos observations pétrographiques ne permettent pas d'établir une relation spatiale directe entre les roches minéralisées et la présence d'enclaves de roches felsiques dans l'intrusion de gabbro. Cependant, comme cela a été démontré par de nombreux auteurs (voir chapitre sur la discussion); un gisement de sulfures magmatiques riche en Ni-Cu-EGP est plus susceptible de se former si le magma à l'origine des roches intrusives mafiques et ultramafiques a subi une contamination par du matériel de la croûte (souvent des sédiments), ce qui favorise la précipitation des sulfures.

5.2.3 La pyroxénite

En lame mince, la pyroxénite se compose essentiellement d'amphiboles (95-99%). La chlorite, et le plagioclase sont des 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) avec une 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 minces permet de retenir que les pyroxénites sont fortement recristallisées (Planche 21). Les textures primaires ne sont pas conservées. La planche 21C semble montrer un pseudomorphe de pyroxène en amphibole finement recristallisé. Aucune analyse à la microsonde des phases qui composent cette unité n'a été réalisée.



A. assemblage minéralogique de l'unité de pyroxénite
 C, D. pseudomorphose de pyroxène en amphibole finement recristallisé
 E, F. recristallisation importante des pyroxénites

Planche 21 : assemblage minéralogique et textures de la pyroxénite

6. Lithogéochimie

6.1 Komatiite et gabbro tholéiitique riche en fer (portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboulié)

L'étude pétrographique nous a permis de comprendre que les komatiites et les gabbros tholéiitiques riches en fer sont métamorphisés/altérés. Les komatiites les plus fraîches sont retrouvées dans la ceinture de Belingwe au Zimbabwe dans la zone de Zvishavane (Bickle et al., 1994), mais la plupart des komatiites du précambrien sont moins bien préservées. En conséquence, il faut concevoir que les komatiites sont altérées à différents degrés et que leur étude géochimique doit tenir compte de l'effet relié à l'altération.

Une caractéristique clé des komatiites permet d'interpréter l'affinité géochimique de ces roches avec confiance : l'olivine. D'après Arndt (2008) le seul minéral du liquidus qui est important dans une komatiite est l'olivine. La chromite aussi peut cristalliser, mais dans une quantité tellement faible qu'elle n'a aucune influence sur les éléments autres que le chrome. Dans la mesure où une komatiite a une faible viscosité et un grand intervalle entre la cristallisation de l'olivine et le début de cristallisation des autres phases silicatées, l'olivine cristallise seule de façon différenciée (Fig. 9). Autrement dit, la chimie d'une komatiite montre une large gamme de composition produite par l'accumulation et le fractionnement de l'olivine lors du processus de cristallisation.

La ligne de contrôle de l'olivine produite par l'accumulation et le fractionnement de l'olivine est un outil important pour évaluer l'altération. L'érosion thermique et l'assimilation crustale peuvent changer la courbure de la ligne de contrôle, mais l'effet de ce processus est généralement secondaire (Arndt, 2008). En utilisant la ligne de contrôle et l'effet du fractionnement de l'olivine, il est possible d'évaluer la mobilité des éléments ainsi que leur compatibilité. Cette connaissance propre à chaque élément va permettre d'utiliser et d'interpréter les diagrammes de classification, les diagrammes de terres rares ou encore les diagrammes multiéléments.

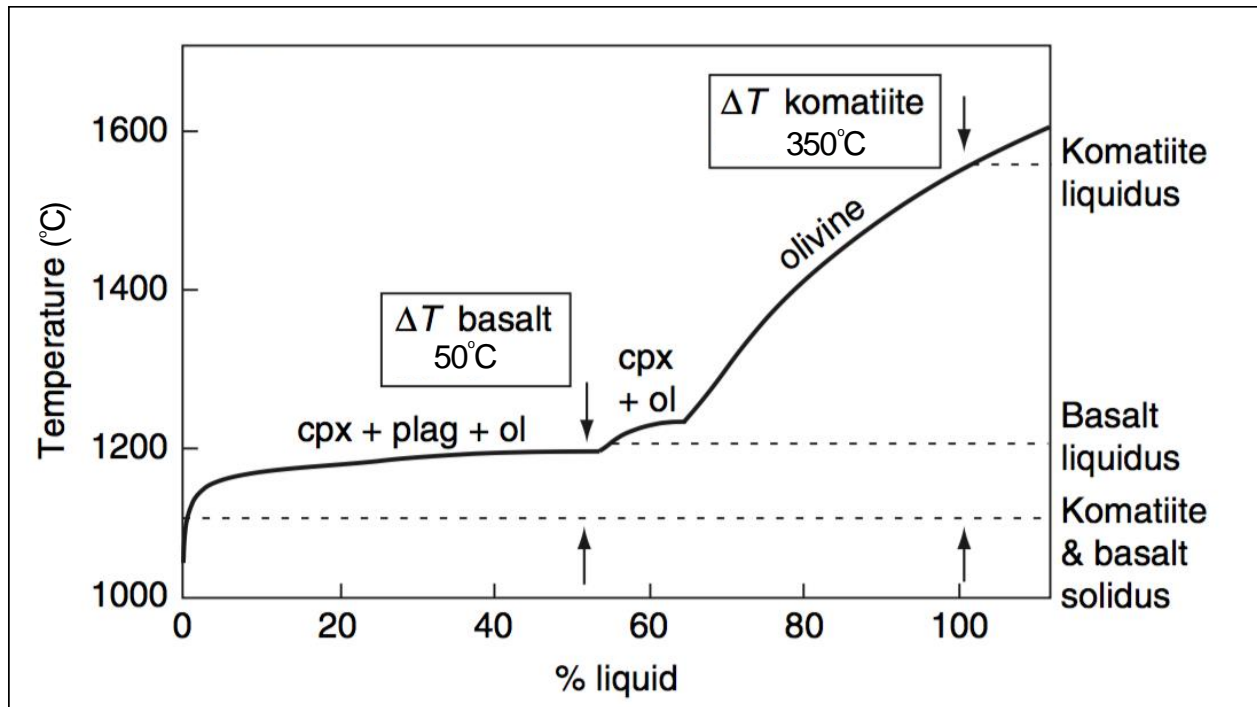


Figure 9 : Diagramme de phase simplifié à 1 atm d'une komatiite contenant environ 30% de MgO. Différence de température entre la cristallisation de l'olivine et l'apparition du clinopyroxène. Tiré de Arndt (1976a), Kinzler and Grove (1985), Parman et al. (1997).

6.1.1 Mobilité et comptabilité des éléments : diagramme binaire de Harker

Le tableau 11 présente la composition en éléments majeurs des échantillons de roches de l'unité de komatiite. Le contenu en MgO de ces roches est très élevé ($24,7 < \text{MgO} < 35,9$) et le TiO_2 est très faible $< 0,4$. Le FeO^* est compris entre 7,96 et 12,18. Le contenu en Cr_2O_3 peut aller jusqu'à 0,5% et la concentration en Al_2O_3 varie de 3,9 à 9,5%. La perte au feu sur la roche totale est élevée, raison pour laquelle les analyses ont été normalisées à 100% sur une base anhydre et le fer a été recalculé en fer total (FeO^*). *Arch kom* est une compilation des teneurs moyennes en éléments majeurs des komatiites archéennes tirée du site GeoReM à titre de comparaison avec les roches de l'unité de komatiite. U10^b est la roche de l'affleurement de pyroxénite SM-5199, où l'analyse de la roche totale est tirée du SIGEOM. Pour des mesures de simplification et de classification, cette roche a été associée à l'unité de komatiite. Le Mg# des komatiites est élevé, la moyenne étant de 86,7.

Tableau 11 : Composition en éléments majeurs des komatiites (en % poids)

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Arch kom ^a	U7 ^b	U8 ^b	U10 ^b	U11 ^b	U12 ^b
Nom	DT-5501	DT-5502	YD-2141	DT-5525	DT-5526A	DT-5526B	DT-5527	DT-5528	GeoReM	AN-3160	DB-1085	SM-5199	YD-2140	DB-1096
SiO ₂	45,38	45,35	47,62	49,06	48,57	44,27	46,44	44,48	47,53	46,50	45,32	52,55	48,91	42,61
TiO ₂	0,23	0,38	0,19	0,24	0,20	0,22	0,26	0,39	0,31	0,40	0,17	0,18	0,15	0,24
Al ₂ O ₃	5,42	5,37	4,33	5,84	4,72	5,47	5,91	7,96	7,06	9,49	5,46	4,51	3,91	5,86
FeO*	7,96	9,74	7,94	8,14	9,16	10,80	8,12	6,94	10,67	9,76	9,13	9,40	8,45	12,18
MnO	0,13	0,17	0,15	0,12	0,15	0,18	0,14	0,15	0,19	0,14	0,13	0,16	0,14	0,16
MgO	37,78	34,38	34,10	30,17	29,84	34,28	33,62	35,69	27,54	29,00	35,88	24,70	33,04	37,95
CaO	2,56	4,12	5,33	5,61	6,66	4,78	5,12	3,91	6,49	4,02	3,29	7,85	5,05	0,36
Na ₂ O	0,03	0,05	0,03	0,06	0,13	0,07	0,08	0,06	0,19	0,16	0,02	0,26	0,07	0,07
K ₂ O	0,11	0,06	0,07	0,46	0,21	0,01	0,02	0,18	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,50	0,44	0,29	0,33	0,41	0,00	0,33	0,27	0,00	0,38	0,48	0,34	0,23	0,44
Mg#	89,58	86,41	88,56	86,96	85,40	85,13	88,18	90,29	82,22	84,03	87,41	82,42	87,47	84,74
LOI	10,98	7,65	8,50	7,30	6,69	9,43	8,07	10,65	5,24	8,29	10,17	4,07	9,59	14,20

NB : Le fer a été recalculé en fer total (Feo*) et les analyses ont été normalisées à 100% sur une base anhydre.

LOI : perte au feu.

Arch kom^a : Compilation des éléments majeurs de komatiites archéennes (provenant de la base de donnée de GeoReM).

U7, 8, 10, 11, 12^b : Analyse de la roche totale tirée du SIGEOM. Il s'agit de péridotites qui ont une affinité komatiitique.

U1, U2, U3, U4, U5, et U6 : komatiite à cumulat d'olivine.

K1, K2 : komatiite avec lamelles d'olivines orientées.

BD : Daniel Bandyayera

DT : Doudou Tague

YD : Yannick Daouenne

AN : Alexandre Néron

Le tableau 12 montre la composition en éléments majeurs des gabbros tholéiitiques riches en fer. Ces gabbros ont une teneur en MgO beaucoup plus faible que celle komatiites ($3,56 < \text{MgO} < 11,88$). La roche DT-5585 est clairement issue d'une source évoluée et fractionnée avec une teneur en MgO de 0,99. Cette roche qui a été prélevée dans la même région que les gabbros tholéiitiques riches en fer est plutôt une diorite. Cette observation géochimique est confirmée par la lame mince qui montre une proportion de feldspath et de quartz élevée, ce qui en fait une roche intermédiaire. La roche la plus primitive, DT-5587, a un MgO se rapprochant de celui d'un basalte tholéiitique. Les gabbros sont très riches en fer avec une teneur en FeO* élevée ($9,21 < \text{FeO}^* < 19,18$) et ont une composante en P₂O₅ non négligeable ($0,04 < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,2$). Bien entendu, la teneur en SiO₂ est relativement élevée pour du quartz ($48,76 < \text{SiO}_2 < 53,27$), ce qui explique la proportion modale conséquente du quartz dans l'assemblage minéralogique. La teneur en Al₂O₃ demeure relativement faible pour un gabbro d'où la faible concentration de feldspath dans les lames associées. Finalement le Mg# de ces roches varie de 25,2 pour le gabbro le plus fractionné à 69,6 pour le gabbro le plus primitif.

Tableau 12 : composition en éléments majeurs des gabbros tholéiitiques riches en fer (en % poids)

Échantillon	GE1	GE2	GE3	GE4	GE5
Nom	DT-5579	DT-5582	DT-5585	DT-5586	DT-5587
SiO ₂	50,54	53,27	62,75	50,95	48,76
TiO ₂	2,13	1,45	1,30	2,79	0,66
Al ₂ O ₃	14,27	12,91	10,75	11,36	15,07
FeO*	16,40	13,28	13,55	19,18	9,21
MnO	0,24	0,18	0,20	0,28	0,16
MgO	4,12	6,39	0,99	3,56	11,88
CaO	8,26	9,66	7,19	8,91	12,34
Na ₂ O	3,41	2,51	2,53	2,50	1,07
K ₂ O	0,37	0,17	0,27	0,25	0,63
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,40	0,11	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,14
Mg#	30,88	46,07	11,52	24,76	69,63
LOI	0,36	1,07	0,50	0,22	2,48

NB : Le fer a été recalculé en fer total (Feo*) et les analyses ont été normalisées à 100% sur une base anhydre.

La meilleure façon de présenter les données géochimiques d'une komatiite est de mettre MgO en abscisse. La concentration en MgO varie avec le fractionnement et l'accumulation d'olivine dans la roche. Les diagrammes de variation permettent de mettre en évidence le processus de cristallisation fractionnée ainsi que la cristallisation d'autres minéraux, la contamination ou encore l'altération. Sur la figure 10, le contenu en MgO a une corrélation positive avec la proportion modale en olivine calculée selon la norme CIPW. Cela démontre la relation intrinsèque qui existe entre la cristallisation de l'olivine et l'évolution du magma selon le contenu en MgO.

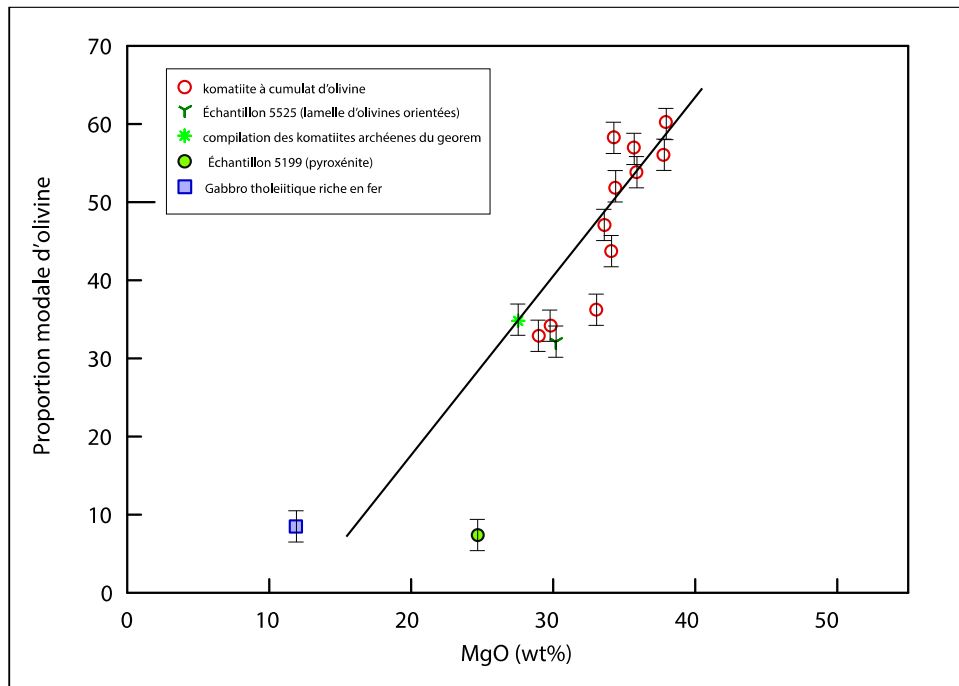


Figure 10 : Proportion modale d'olivine vs MgO (wt%)

La figure 11 est la compilation de diagrammes de variation des éléments majeurs pour les komatiites et des gabbros tholéiitiques riches en fer. Prenons le CaO qui est ici un bon exemple pour comprendre l'utilité de ces diagrammes. Les komatiites montrent une courbe de tendance relativement droite ($R^2 \approx 87$) interceptant l'axe des abscisses à $MgO \approx 44$. Sachant que l'olivine de ces komatiites a une teneur en CaO qui est insignifiante $< 0,005$ (voir chapitre sur la pétrographie), la valeur en MgO qui entrecoupe la courbe de tendance correspondrait à la valeur en MgO de l'olivine qui a fractionné et cristallisé dans ces roches. La concentration trouvée correspond avec une certaine marge d'erreur à la composition des olivines analysées avec un contenu en Fo moyennant $\approx 84,1$.

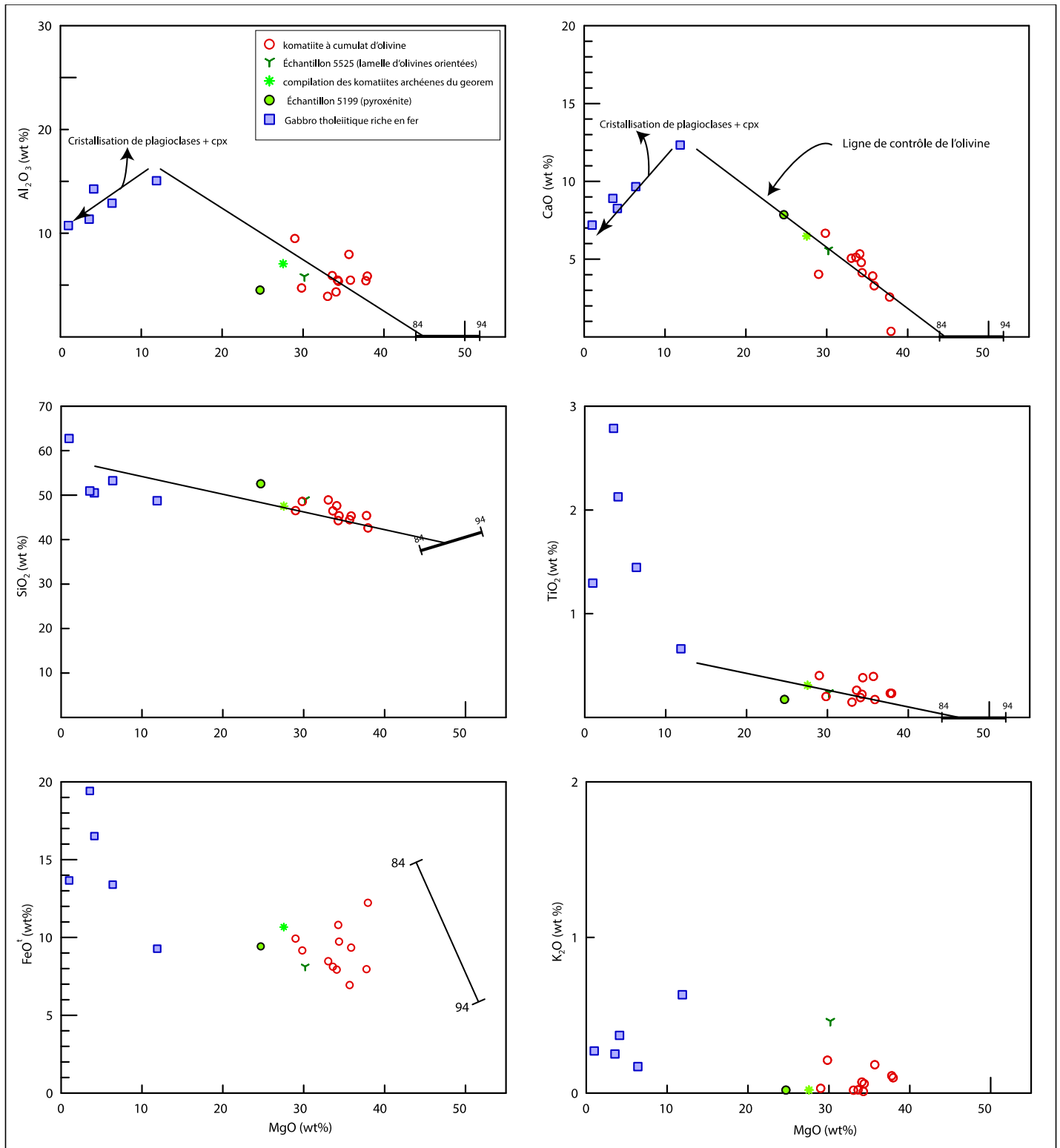


Figure 11 : Diagramme binaire de variation en élément majeur des komatiïtes et des gabbros tholéiïtiques riches en fer. L' Al_2O_3 , le CaO, le SiO_2 et le TiO_2 se comportent comme des éléments relativement immobiles suivant la ligne de contrôle qui intercepte la composition de l'olivine à Fo \approx 84-86. Le K_2O forme un nuage de points diffus témoignant de son caractère mobile. Les chiffres 84 et 94 représentent le contenu en Fo d'olivine stœchiométrique.

À partir de ces observations, on peut considérer que le CaO est immobile et bien entendu incompatible (pente négative). Les diagrammes de discrimination utilisant le CaO comme paramètre peuvent être appliqués. Une conclusion similaire peut-être tirée pour les autres éléments majeurs incompatibles comme le SiO_2 et le TiO_2 dont leur nuage de points montre des courbes de tendances assez droites. Par contre l' Al_2O_3 qui a un caractère incompatible ne montre pas une très bonne corrélation entre les points. Cependant, la courbe de tendance générée ($R^2 = 0,68$) intercepte l'axe des abscisses à $\text{MgO} \approx 44,8$, ce qui est très proche de la composition des olivines analysées. Le K_2O et le Na_2O_3 forment des nuages de points diffus témoignant du comportement immobile de ces éléments.

Les échantillons de gabbros riches en fer montrent un caractère compatible pour l' Al_2O_3 et le CaO. Cette tendance peut s'expliquer par la cristallisation d'autres silicates dont le plagioclase qui exerce un fort contrôle sur l'aluminium. Le SiO_2 , le TiO_2 et le FeO sont incompatibles, tandis que le K_2O et le N_2O sont mobiles.

La figure 11 met aussi l'emphase sur l'aspect pétrogénétique de ces unités. Les komatiites s'alignent bien sur la ligne de contrôle de l'olivine et la différence compositionnelle de ces roches s'explique facilement par le fractionnement de l'olivine. Cependant, la ligne de contrôle de l'olivine ne montre pas de corrélation avec les échantillons de gabbros riches en fer. La concentration en Al_2O_3 et en CaO diminue de façon progressive quand la concentration en MgO diminue. Cette observation n'est pas en accord avec le modèle d'un seul liquide komatiite primitif qui a fractionné pour donner les komatiites et les gabbros riches en fer.

Dans l'objectif d'expliquer la diminution progressive de la teneur en Al_2O_3 et CaO, il aurait fallu que les komatiites cristallisent des proportions modales importantes de plagioclase et de clinopyroxène (40-50%). Les observations pétrographiques et le calcul normatif CIPW ont montré que les komatiites ont cristallisé peu ou pas de plagioclase. Sachant que l'aluminium est considéré comme immobile, il est difficile d'expliquer la composition des gabbros riches en fer par l'intermédiaire d'un fractionnement du liquide komatiite. Donc basé sur les éléments majeurs, il apparait clair que l'unité de gabbro riche en fer n'a pas été générée à partir des komatiites. Il s'agit de deux séries magmatiques.

Tableau 13 : Composition en éléments traces des komatiïtes (en ppm)

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Arch kom	U7	U8	U10	U11	U12
Nom	DT-5501	DT-5502	YD-2141	DT-5525	DT-5526	DT-5526	DT-5527	DT-5528	GeoReM	AN-3160	DB-1085	SM-5199	YD-2140	DB-1096
Co	99,23	105,78	68,54	91,59	96,54	126,25	85,64	101,14	100,32	86,71	97,14	29,04	66,08	105,19
Cr	3219,87	3002,10	1844,56	2324,93	2634,71	3120,94	2035,11	1618,18	2603,26	2329,08	2924,19	216,33	1491,78	2644,66
Cu	1,01	1,01	2,02	90,58	67,38	30,30	69,52	30,34	21,99	66,55	2,02	106,16	1,00	2,00
V	101,26	100,70	77,85	91,59	121,81	145,24	104,18	85,03	137,44	141,16	82,97	160,25	0,11	0,07
Ni	1782,07	1642,09	1350,66	1590,21	1538,59	1888,72	1491,07	1233,86	1257,99	1018,34	1578,46	56,09	1231,47	1773,13
Ba	77,59	3,84	3,41	91,70	5,00	5,76	3,51	4,06	13,00	0,00	0,00	22,03	4,00	10,02
Cs	1,04	0,93	0,48	0,40	1,89	1,08	2,53	2,55	0,97	0,60	1,01	0,40	0,30	0,70
Sr	18,66	28,23	52,14	31,20	141,81	52,80	79,18	38,90	15,05	10,08	21,25	108,17	0,84	0,38
Rb	1,38	0,99	1,11	12,10	1,92	0,51	0,71	1,72	1,40	0,00	0,00	0,00	0,39	0,30
Hf	0,33	0,76	0,24	0,50	0,40	0,35	0,39	0,65	0,45	0,60	0,20	0,60	0,20	0,30
Nb	0,81	0,72	0,42	0,30	0,52	0,52	0,59	1,04	1,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00
Sc	22,39	23,29	15,11	17,92	19,41	21,62	21,71	29,70	24,08	23,79	15,58	29,45	0,02	0,10
Ta	0,04	0,05	0,02	0,00	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Y	5,64	7,39	6,16	5,94	5,45	4,77	6,05	5,48	6,82	6,15	3,95	8,41	64,08	74,13
Zr	13,77	26,12	9,77	14,09	14,17	12,70	14,21	21,67	13,04	17,14	7,08	17,03	7,11	5,21
La	1,28	0,81	1,10	0,98	1,48	1,86	1,08	1,11	0,80	0,73	0,41	1,62	1,12	1,59
Ce	2,61	2,10	2,84	2,40	3,90	4,73	4,13	2,31	2,20	2,03	1,09	4,01	2,67	2,57
Pr	0,34	0,32	0,40	0,33	0,39	0,63	0,37	0,26	0,30	0,32	0,19	0,53	2,00	3,01
Nd	1,81	1,60	1,94	1,57	1,85	2,56	1,84	1,46	1,64	1,76	0,88	2,84	1,83	1,49
Sm	0,58	0,66	0,62	0,48	0,55	0,69	0,60	0,55	0,65	0,60	0,36	1,12	11,31	15,83
Eu	0,17	0,14	0,29	0,14	0,31	0,18	0,22	0,26	0,23	0,16	0,17	0,45	0,26	0,05
Gd	0,85	1,05	0,90	0,77	0,84	0,79	0,82	0,80	0,97	0,88	0,60	1,28	0,84	0,50
Tb	0,13	0,17	0,16	0,14	0,13	0,13	0,15	0,13	0,18	0,18	0,12	0,25	49,06	6,01
Dy	1,03	1,37	1,09	0,95	0,88	0,85	1,05	1,07	1,22	1,15	0,78	1,54	1,09	0,62
Ho	0,21	0,30	0,22	0,21	0,19	0,18	0,24	0,22	0,27	0,25	0,15	0,31	0,23	0,15
Er	0,71	0,93	0,68	0,66	0,68	0,53	0,73	0,63	0,79	0,78	0,48	0,95	0,68	0,42
Tm	0,09	0,14	0,09	0,10	0,10	0,08	0,09	0,09	0,12	0,12	0,08	0,16	0,05	0,28
Yb	0,74	0,90	0,62	0,68	0,62	0,62	0,74	0,78	0,77	0,81	0,61	1,14	0,60	0,00
Lu	0,10	0,13	0,10	0,10	0,11	0,08	0,10	0,10	0,12	0,12	0,11	0,18	0,10	0,08

Tableau 14 : composition en éléments traces des gabbros tholéïtiques riches en fer (en ppm)

Échantillon	GE1	GE2	GE3	GE4	GE5
Nom	DT-5579	DT-5582	DT-5585	DT-5586	DT-5587
Co	43,14	49,22	18,08	55,35	58,21
Cr	9,03	71,32	26,11	16,10	918,36
Cu	10,03	115,51	2,01	32,20	81,30
V	375,57	402,10	2,98	265,40	225,05
Ni	21,07	52,23	6,03	7,04	283,03
Ba	156,83	28,90	58,60	33,90	100,56
Cs	4,08	0,33	0,15	0,15	0,41
Sr	110,01	94,03	84,49	125,58	85,45
Rb	16,65	2,99	3,16	2,30	21,55
Hf	3,67	2,77	8,54	2,42	0,91
Nb	6,87	4,22	14,69	3,85	1,38
Sc	41,79	51,93	28,56	66,85	44,21
Ta	0,43	0,25	0,84	0,24	0,08
Y	37,85	30,93	74,29	32,10	13,03
Zr	130,07	97,63	313,53	86,03	33,91
La	8,61	5,33	9,96	5,13	2,56
Ce	21,78	14,55	28,18	14,47	6,28
Pr	3,15	2,19	4,38	2,04	0,89
Nd	15,86	11,32	23,65	11,31	4,50
Sm	4,85	3,58	7,86	3,36	1,31
Eu	1,64	1,08	2,90	1,65	0,56
Gd	6,18	5,03	10,50	4,78	2,02
Tb	1,00	0,80	1,84	0,84	0,32
Dy	6,81	5,57	13,21	5,86	2,26
Ho	1,46	1,21	2,83	1,27	0,49
Er	4,31	3,75	8,62	3,71	1,58
Tm	0,61	0,52	1,29	0,52	0,21
Yb	4,21	3,54	9,71	3,65	1,48
Lu	0,64	0,53	1,52	0,54	0,22

Les tableaux 13 et 14 présentent les compositions en éléments traces des unités de komatiite et de gabbro tholéïtique riche en fer. Les éléments de terres rares (Fig. 12) et les HFSE montrent un comportement incompatible et immobile. Tandis que les LILE (Fig. 13) ont un comportement mobile, très accentué pour le Sr et Cs.

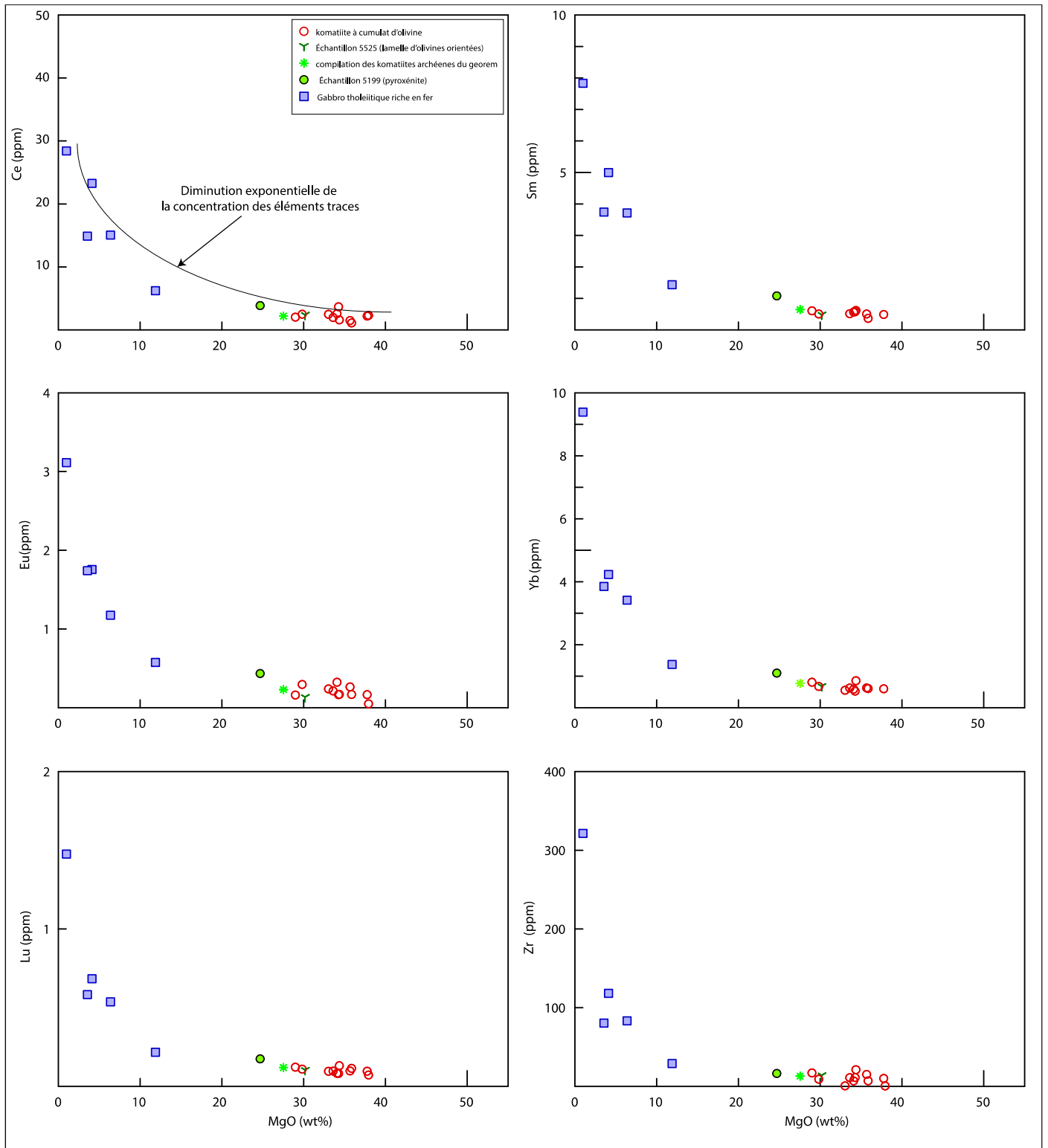


Figure 12: Diagramme binaire de variation des éléments de terres rares des komatiïtes et des gabbros tholéïtiques riches en fer. La concentration en éléments traces diminue exponentiellement par rapport à la teneur en MgO. Ces éléments sont incompatibles et immobiles.

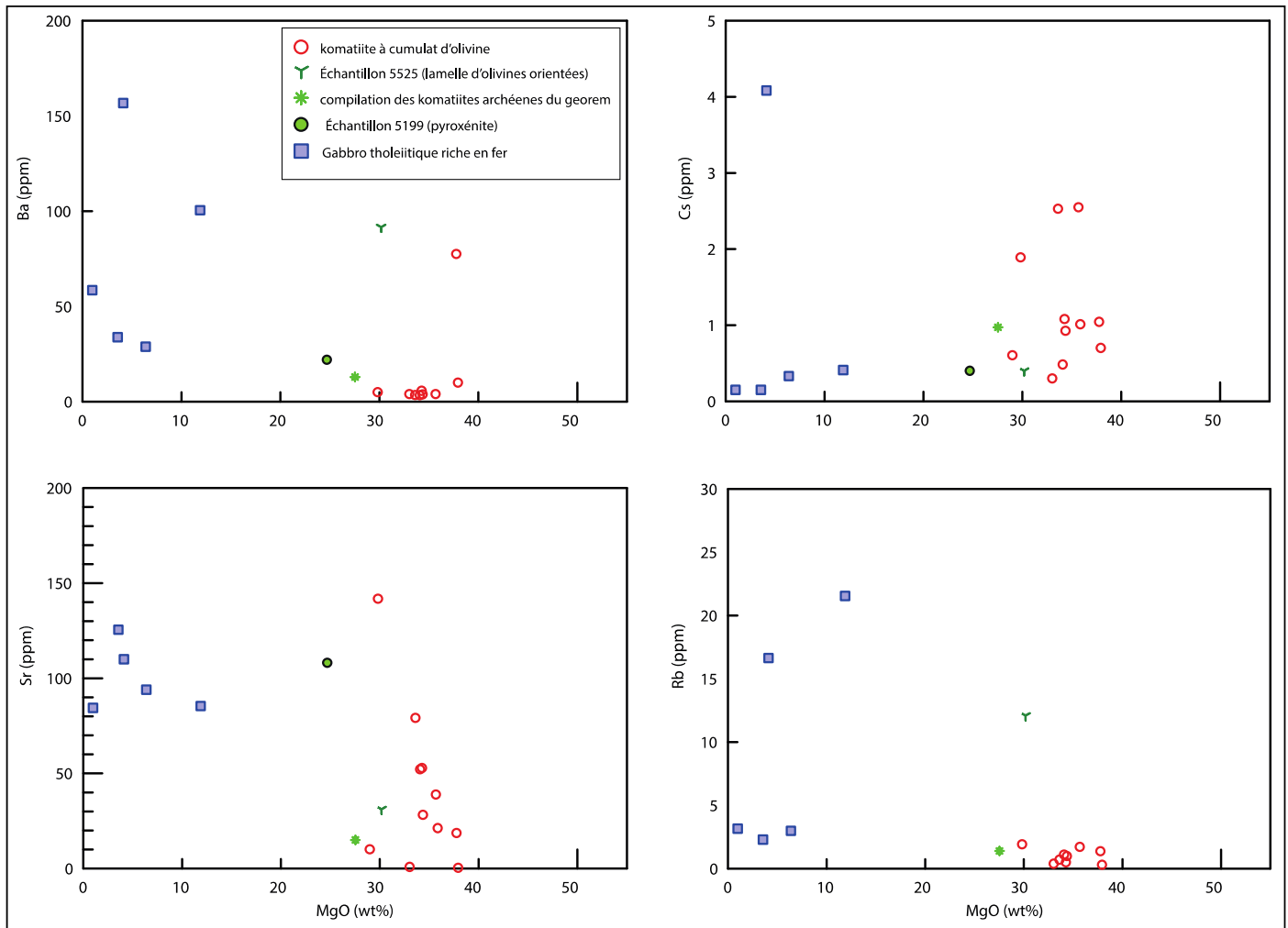


Figure 13 : Diagramme binaire de variation des LILE. Les échantillons forment des nuages de points diffus démontrant le caractère mobile de ces éléments.

Le comportement des éléments majeurs et traces des komatiites et des gabbros tholéitiques riches en MgO a permis de comprendre que les deux unités lithologiques n'ont pas de lien parental, ou du moins que les gabbros tholéitiques riches en fer ne sont pas dérivés du fractionnement des komatiites. Les éléments tels que le Si, l'Al, le Ca, le Ti et les ETR sont incompatibles et immobiles tandis que les éléments comme le K, le Na et les LILE sont mobiles. Connaissant le comportement des éléments majeurs et traces de ces unités lithologiques, on peut classifier ces roches selon les diagrammes de nomenclature, les diagrammes de terres rares et multiéléments.

6.1.2 Classification des komatiites et des gabbros tholéïtiques riches en fer

La figure 14 montre les diagrammes de classification de Jensen (1976) selon les pôles Mg, Fe+Ti, et Al, et de Strekeisen (1974) selon la proportion minéralogique en clinopyroxène, olivine et orthopyroxène. Sans surprise, les échantillons de komatiites se situent dans le champ des komatiites alors que les gabbros tholéïtiques riches en fer se retrouvent dans le champ des tholéïites (Fig. 14A). Selon les proportions minéralogiques basées sur le calcul de norme CIPW, l'équivalent intrusif des komatiites est la péridotite, plus précisément lherzolite/harzburgite (Fig. 14B).

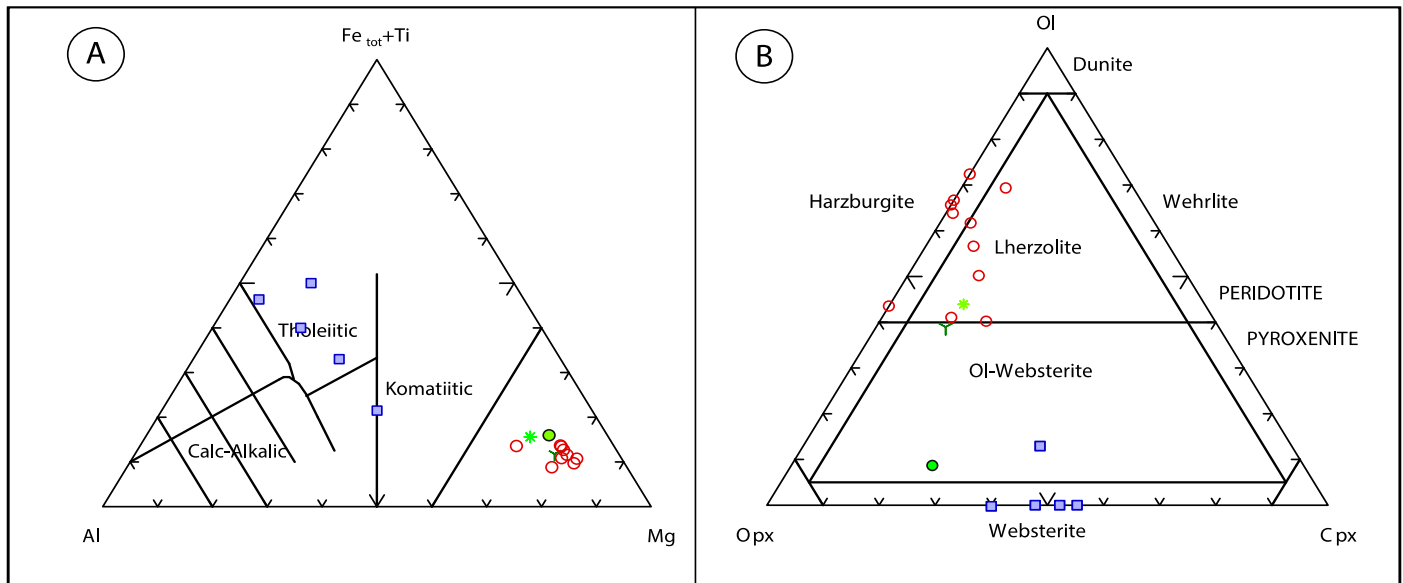


Figure 14 : A. Classification des komatiites et de gabbros riches en fer selon Jensen (1976). B. Nomenclature des komatiites et des gabbros riches en Fe selon la classification de Strekeisen (1974); la minéralogie est basée sur le calcul de la norme CIPW.

Les gabbros tholéïtiques riches en fer sont dépourvus d'olivine sauf pour l'échantillon DT-5587. Raison pour laquelle, le diagramme ternaire de la figure 15 est plus adéquate pour la classification de ces roches. Ce diagramme qui est réalisé selon les pôles clinopyroxène, plagioclase et orthopyroxène, permet de voir que les roches de gabbros riches en fer s'associent au champ des gabbronorites.

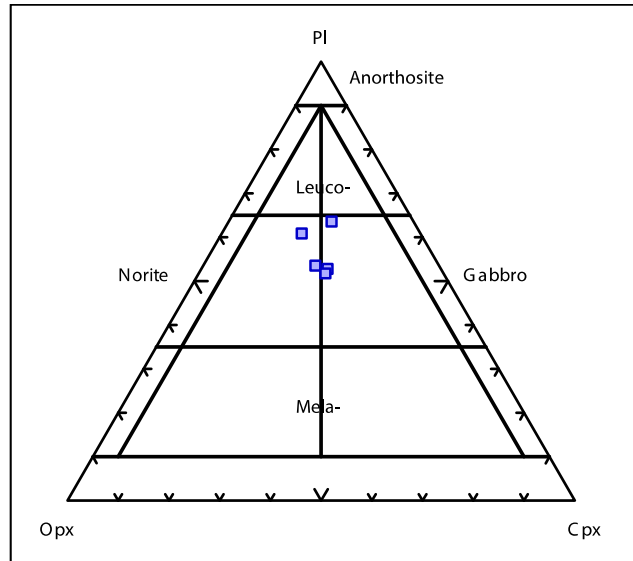


Figure 15 : Classification des gabbros riches en Fer selon Strekeisen. La minéralogie est basée sur le calcul de la norme CIPW.

La figure 16 représente le diagramme de discrimination de Le Bas's (2000) fondé sur des critères géochimiques. Ce diagramme permet de faire la distinction entre les komatiites et les autres laves ultramafiques et mafiques, telles que les meimechites ou les picrites. L'ensemble des échantillons de roches de komatiite tombe dans le champ des komatiites, et les intrusions de gabbros riches en fer sont plus ou moins distribuées dans le champ des basaltes.

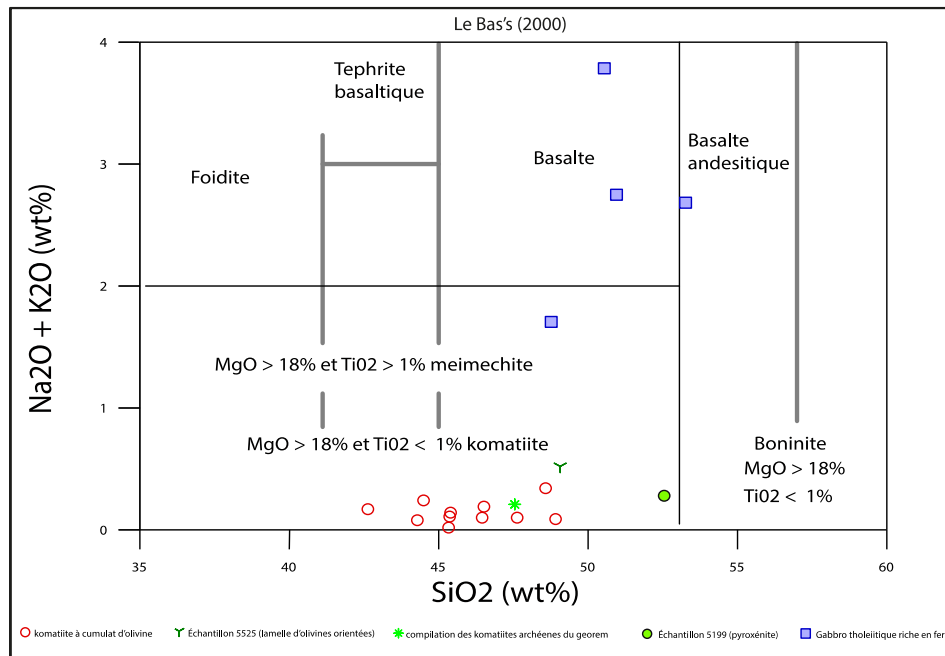


Figure 16 : diagramme de discrimination entre les différents types de laves mafiques/ultramafiques. Tiré de Le Bas's, 2000.

La meilleure façon d'illustrer les changements dans les ratios d'éléments est de présenter un diagramme dans lequel la concentration des éléments est normalisée aux valeurs d'une chondrite/manteau primitif. Ces diagrammes, très familiers, sont connus sous les noms de diagramme de terres rares et diagramme multiéléments. La figure 18 montre le ratio des ETR et des éléments incompatibles des komatiites. La normalisation à la chondrite s'est faite selon les données de McDonough et sun (1989) et celle au manteau primitif selon les données de McDonough et Sun (1995).

Les diagrammes de terres rares montrent des profils plats où la concentration des éléments est trois à cinq fois la valeur chondritique. On observe un léger appauvrissement des éléments de terres rares légers (ETRI) surtout dans les komatiites à cumulat d'olivine. Cette caractéristique est typique des komatiites retrouvées en Abitibi (Fig. 17, Munro Township, Ardnt et al., 1977). Les profils de terres rares manifestent des anomalies positives/négatives en Eu. Ces anomalies sont clairement le résultat de l'altération dans la mesure où les feldspaths ne cristallisent pas dans des roches d'une telle composition.

Les diagrammes multiéléments montrent aussi des profils assez plats où la concentration des éléments est en moyenne de une à deux fois la valeur du manteau. Les diagrammes multiéléments montrent des anomalies plus prononcées notamment de Sr, P, K, Ba, Cs. Cette observation est justifiée par le fait que ces éléments sont mobiles. La forte anomalie positive en Cs est difficilement explicable, mais le même comportement est retrouvé dans les komatiites de Munro Township (Fig. 17).

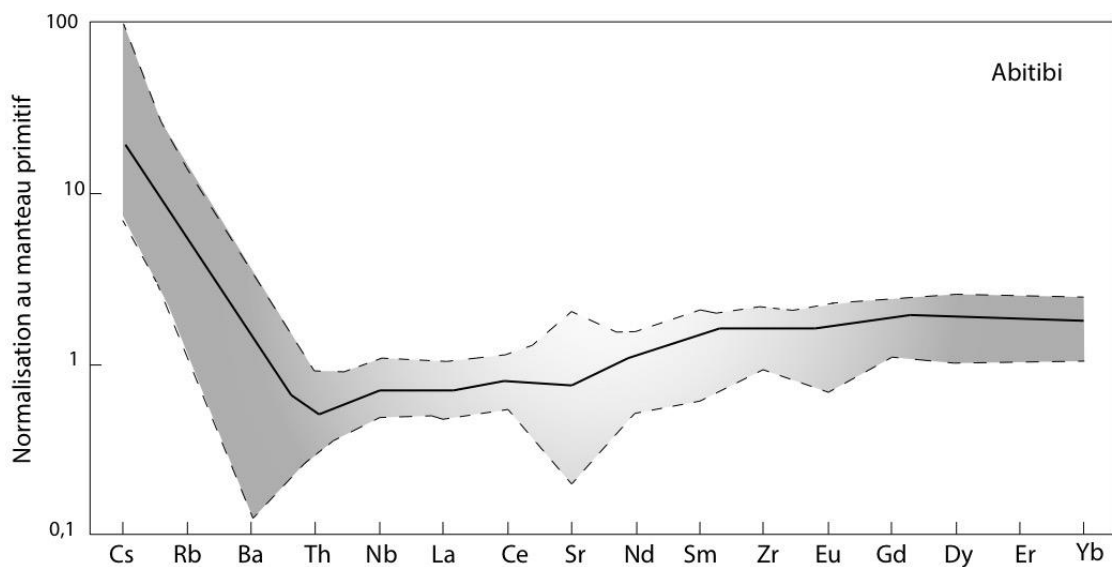


Figure 17 : Normalisation au manteau primitif des éléments traces des komatiites de Munro Township, Canada.

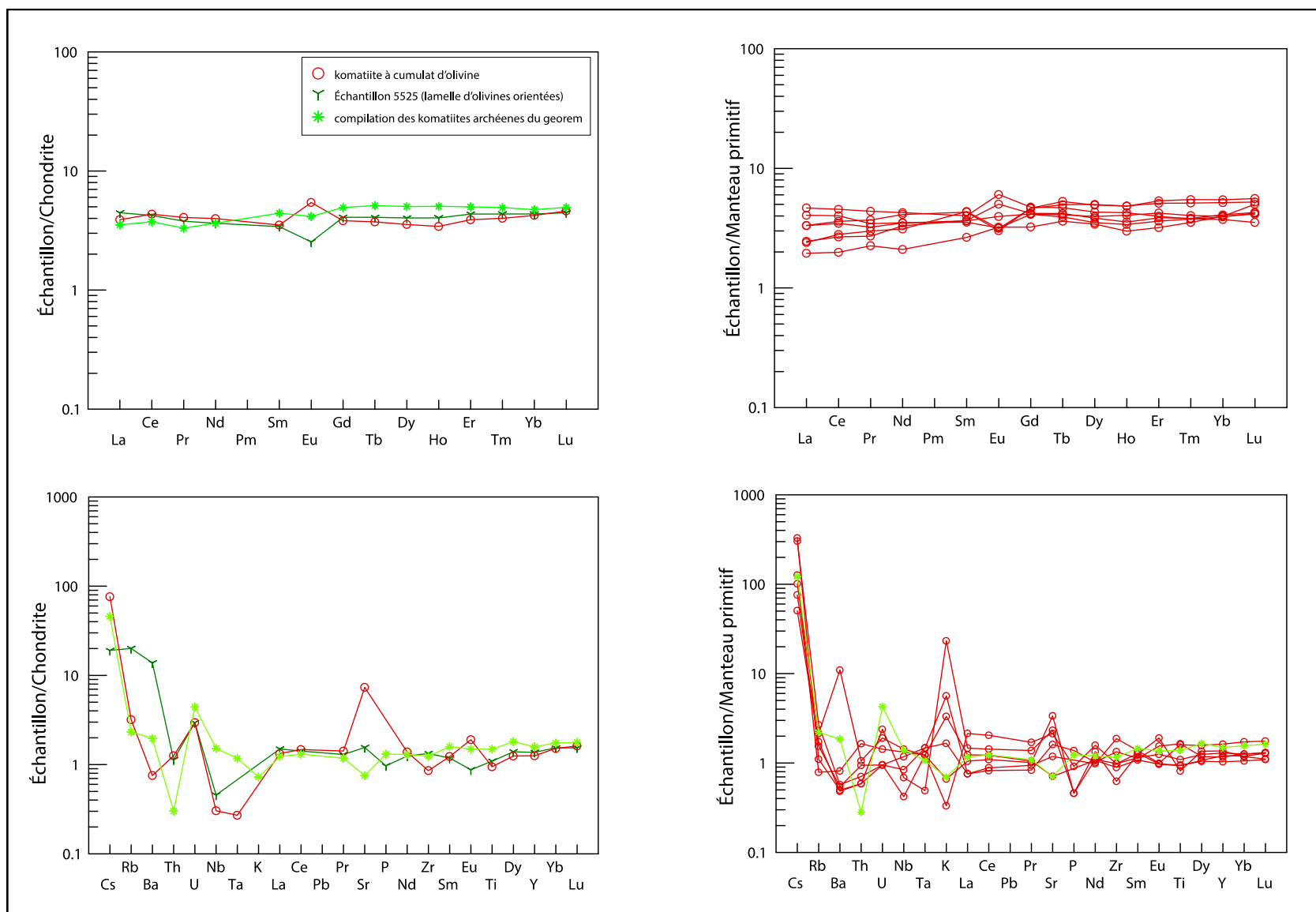


Figure 18 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des komatiites.

Le diagramme de terres rares des gabbros tholéiitiques riches en fer (Fig. 19) montre des profils plats d'affinité tholéiitique typique des intrusions mafiques retrouvées dans les ceintures de roches vertes archéennes. La roche la plus primitive de cette série magmatique a des concentrations en ETR de dix fois les valeurs chondritique. La roche la plus fractionnée a 50 fois les valeurs d'une chondrite. Il est possible d'observer de faibles anomalies en Eu justifiées par la présence de plagioclase dans ces roches.

Le diagramme multiéléments des gabbros tholéiitiques riches en Fe (Fig. 19) confirme les profils plats et l'affinité tholéiitique de ces roches. La concentration des éléments varie de 2 à 20 fois la valeur du manteau primitif. Le Strontium, le potassium, le baryum et le Caesium montrent des anomalies dues à leur mobilité.

La concentration en éléments traces des gabbros tholéiitiques riches en fer est trois à dix fois plus élevée que celle des komatiites. Les profils des komatiites montrent un léger appauvrissement en ETRL par rapport aux ETRL. Le profil des gabbros tholéiitiques riches en fer est plat et d'affinité tholéiitique. Tout comme les éléments majeurs, l'étude, des éléments traces permettent de confirmer que les komatiites et les gabbros tholéiitiques riches en fer ne sont pas de même nature et que ces roches appartiennent à deux séries magmatiques différentes.

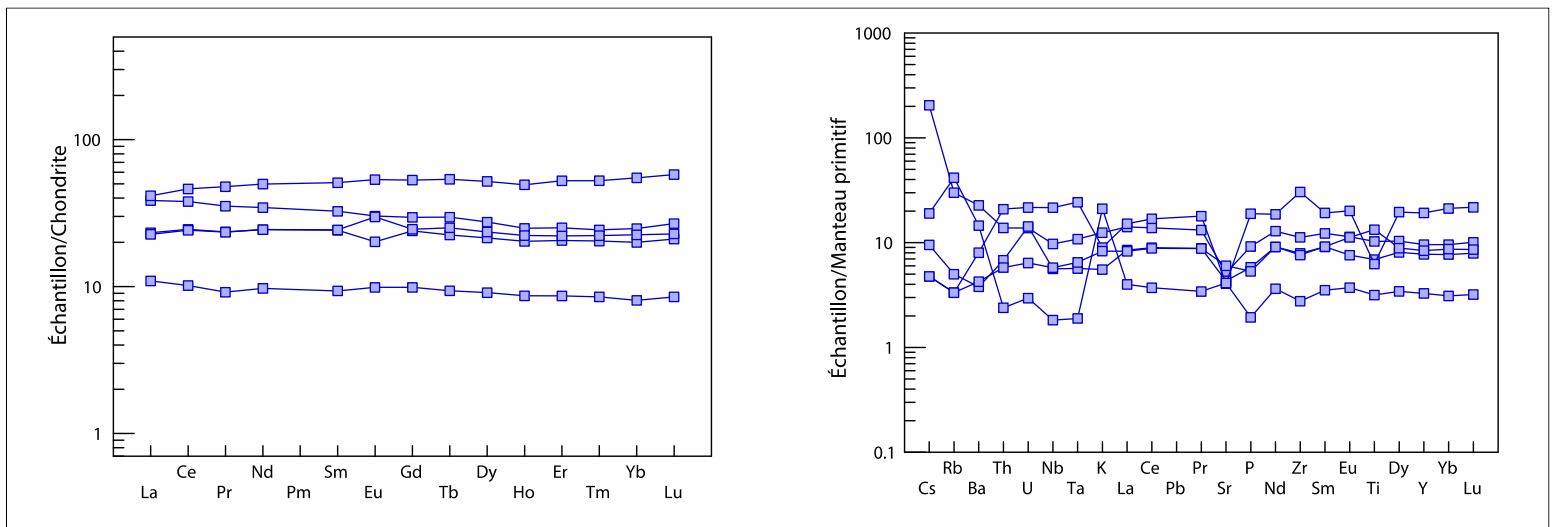


Figure 19 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des gabbros riches en fer.

6.1.4 Types de komatiites selon la variation de la composition chimique

La suite d'échantillons de roches analysées tombe clairement dans le champ de définition d'une komatiite en termes d'éléments majeurs et traces. Cependant, les komatiites observées dans le monde montrent des différences géochimiques majeures. Les ratios $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ainsi que l'abondance d'autres types d'éléments sont des valeurs discriminantes des types de komatiites (Ardnt, 2008). Les komatiites de Gorgona ont par exemple un contenu en Al_2O_3 plus élevé que les autres komatiites archéennes. Cette observation est corroborée pétrographiquement par une cristallisation précoce de plagioclase dans les basaltes komatiitiques de Gorgona (Echeverria, 1982; Aitken et Echeverria, 1984).

À cause de leur immobilité, les éléments les plus importants pétrographiquement dans les komatiites sont le magnésium, l'aluminium, le titane, et dans la moindre mesure le calcium. Les ratios $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont des parts intégrales dans la classification des komatiites. La plupart des komatiites provenant du secteur de la ceinture de roches vertes de Baberton sont caractérisées par un fort ratio $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (>1) et un faible ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (10-15). Cette caractéristique des komatiites de Baberton fait partie de la définition originale d'une komatiite (Viljoen and Viljoen, 1969a, b; Jahn et al., 1982; Nesbitt et al., 1982). D'autres caractéristiques des roches de Baberton est un faible ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, ainsi qu'un appauvrissement en élément de terres rares lourdes (ETRL) ; un critère exprimé par un ratio Gd/Yb qui est relativement élevé. La majorité des komatiites des autres régions ont un ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (≈ 20) et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ proche d'une valeur chondritique avec un profil plat en ETRL (Ardnt, 2008).

Il y a différentes nomenclatures pour classifier les komatiites. Dans le cadre de ce projet, nous allons adopter celle utilisée par plusieurs auteurs. Les komatiites avec un bas ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et un appauvrissement en ETRL auront l'appellation 'Barberton-type', celles avec un ratio chondritique en $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ et en ETR auront comme appellation 'Munro-type' et celles avec un haut ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ auront l'appellation 'Gorgona-type' komatiites.

La figure 20A est un diagramme binaire mettant en relation TiO_2 vs Al_2O_3 . Les komatiites suivent une courbe de tendance assez droite avec des points relativement serrés suivant un ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 21$. Cette information indique que ces komatiites seraient des 'Munro-type' komatiites. La figure 20B met en relation le CaO vs Al_2O_3 . Le nuage de point est ici diffus et il est difficile de ressortir une courbe de tendance, les ratios $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ peuvent être facilement supérieure ou inférieure à 1. Le ratio $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ n'est donc pas fiable pour une classification de ces komatiites.

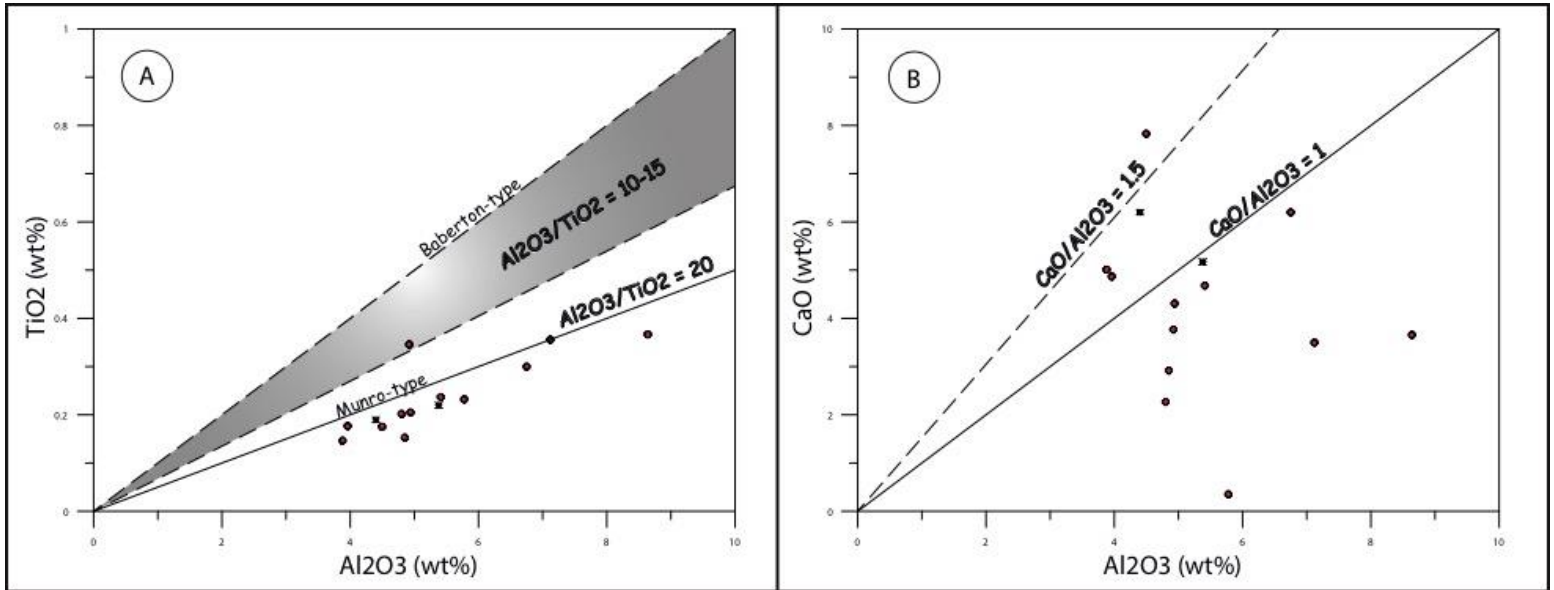


Figure 20 : Classification des types de komatiites selon les ratios Al₂O₃/TiO₂ et CaO/Al₂O₃

D'après Ardnt (2008), la meilleure méthode pour classifier les komatiites a été développée par Hanski et al. (2001). La figure 21 représente le diagramme de classification de Hanski qui met en relation [Al₂O₃] vs [TiO₂]; [Al₂O₃] et [TiO₂] étant les proportions molaires de ces composantes projetées à partir de la composition de l'olivine. Les équations suivantes permettent de trouver leur valeur : $[Al_2O_3] = Al_2O_3 / (\frac{2}{3} - MgO - FeO)$, $[TiO_2] = TiO_2 / (\frac{2}{3} - MgO - FeO)$ (Hanski, 1992). Ce diagramme permet d'éliminer l'effet de la cristallisation fractionnée et de l'accumulation; toutes les roches qui suivent la ligne de contrôle de l'olivine ont une valeur constante en [Al₂O₃] et [TiO₂]. C'est un diagramme qui permet d'illustrer clairement la différence compositionnelle entre les komatiites et les types picrites, mais aussi entre les différents types de komatiites.

La figure 21 montre qu'il y a quelques échantillons qui appartiennent au champ du "Al-depleted" komatiite, qui est l'équivalent en termes de nomenclature au "Barberton-type" komatiite. Cependant, la majeure partie des échantillons tombe dans le champ du "Al-undepleted komatiite" l'équivalent du "Munro-type" komatiite. Cette dernière observation est en accord avec les ratios Al₂O₃/TiO₂ et les profils de terres rares qui classifient ces roches comme des komatiites de type Munro.

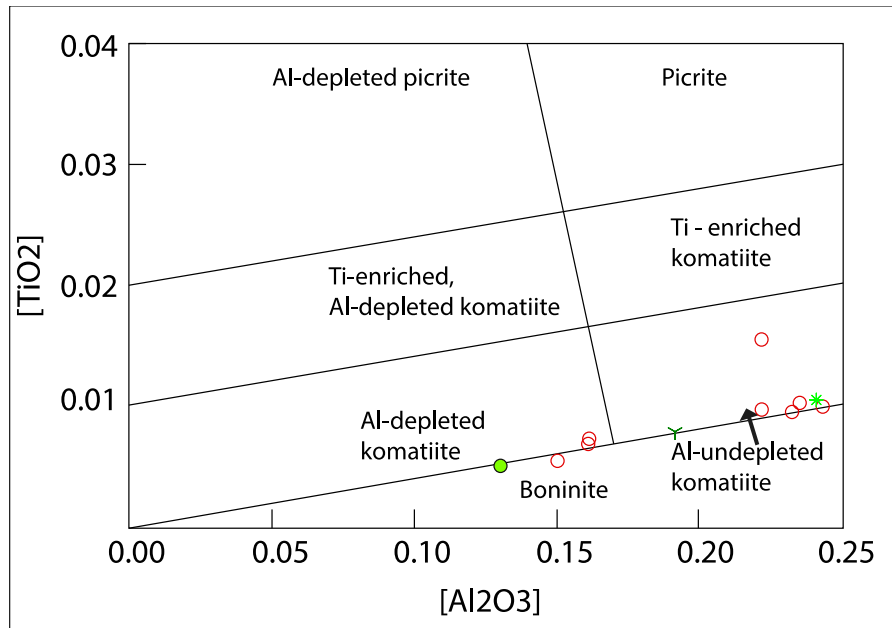


Figure 21 : Classification des komatiïtes selon le diagramme de Hanski mettant en corrélation les proportions molaires de $[TiO_2]$ vs $[Al_2O_3]$

La figure 22 est le dernier graphique de classification des komatiïtes utilisée dans le cadre de ce projet. C'est un diagramme binaire mettant en relation $[Gd/Yb]_N$ vs Al_2O_3/TiO_2 . N est l'indicateur de normalisation au manteau primitif selon Hofmann (1988). Les échantillons de l'unité de komatiïte montrent des ratios Al_2O_3/TiO_2 souvent supérieur à 20 et des ratios de $[Gd/Yb]_N$ très proches de un. Cette observation permet de comprendre qu'il n'y a pas eu un fractionnement en ETRL dans ces roches contrairement à ce qui est observé dans les komatiïtes de Baberton. Les komatiïtes de Baberton montrent clairement un appauvrissement en ETRL marqué par des ratios de $[Gd/Yb]_N$ supérieurs à un. Ce dernier graphique appuie l'hypothèse favorisant la classification "Munro-type" pour les komatiïtes dans la portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboullié.

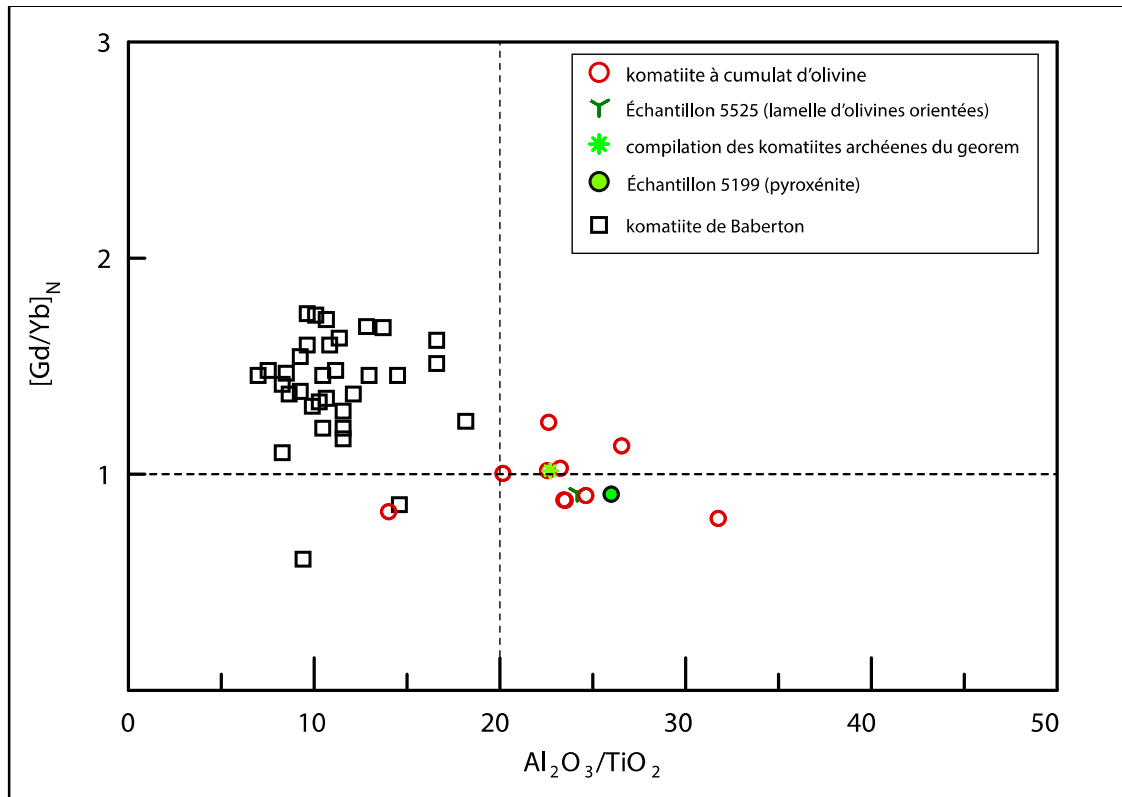


Figure 22 : Classification des komatiites selon $[Gd/Yb]_N$ vs Al_2O_3/TiO_2 . N est l'indicateur de normalisation au manteau primitif selon Hofmann (1988). Les valeurs de komatiites de Baberton proviennent de la base de données du GEOROC.

6.2 Basalte riche en MgO (portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié)

Le tableau 15 montre la composition en éléments majeurs des basaltes contenus dans l'unité volcanique mafique (Acch 1). Le contenu en MgO de ces roches varie de 4,48 à 11,71 avec une valeur moyenne de 7,87. Les teneurs moyennes en Al_2O_3 et en CaO sont respectivement de 14,65 et 10,44. La perte au feu est relativement faible avec un maximum de 2,36. Le Mg# varie de 44,19 à 67,45 avec une moyenne de 58,09. Même si un basalte primitif est défini par un Mg# de 66 ou plus, la majeure partie des analyses montre un Mg# supérieur à 60, ce qui en fait une unité de basalte riche en MgO et donc faiblement fractionnée/contaminée. Ces observations permettent de conclure que les basaltes riches en MgO sont relativement primitifs.

Tableau 15 : composition en éléments majeurs (wt%) des basaltes riches en MgO

Échantillon	B1	B2	B3 ^b	B4 ^b	B5 ^b	B6 ^b	B7 ^b	B8 ^b	B9 ^b
Nom	SG-3508	DT-5548	SM-5156	DB-1057	SG-3510	YD-2110	AN-3046	DB-1048	YD-2037
SiO ₂	50,39	55,42	54,22	51,46	54,71	55,35	52,73	54,45	54,33
TiO ₂	0,84	0,49	0,73	0,89	0,51	0,53	0,61	0,58	1,03
Al ₂ O ₃	16,56	16,55	14,86	8,76	14,99	17,04	14,16	16,17	12,72
Fe ₂ O ₃	1,84	2,02	1,76	2,69	1,68	1,53	2,07	1,62	2,70
FeO	7,37	8,08	7,03	10,74	6,74	6,11	8,29	6,47	10,81
MnO	0,32	0,52	0,17	0,24	0,17	0,19	0,28	0,32	0,23
MgO	8,41	4,48	7,65	11,71	9,78	7,58	8,23	6,66	6,34
CaO	12,43	9,57	9,94	11,27	9,27	9,01	10,54	12,20	9,71
Na ₂ O	1,55	1,82	3,19	1,65	1,84	2,40	2,86	1,24	1,82
K ₂ O	0,18	0,99	0,39	0,45	0,21	0,22	0,17	0,19	0,25
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,06	0,04	0,03	0,09	0,07	0,04	0,05	0,07	0,01
Mg#	61,95	44,19	60,84	60,87	67,45	63,91	58,63	59,48	45,53
LOI	1,46	2,36	1,06	1,11	1,15	1,25	0,94	0,75	0,86

LOI : perte au feu

B3, 4, 5, 6, 7, 8, 9^b : Analyse de la roche totale tirée du SIGEOM.

Les diagrammes de classification de la figure 23 confirment la nomenclature accordée aux roches de cette unité volcanique mafique. La figure 23A met en rapport le total des alcalins contre le SiO₂ comme proposé par le Maitre (2002). Les roches tombent dans les champs du basalte et du basalte andésitique. La figure 23B a été développée par Pearce (1996) sur une base de rapport interéléments Zr/Ti vs Nb/Y. Toutes les roches tombent dans le champ du basalte.

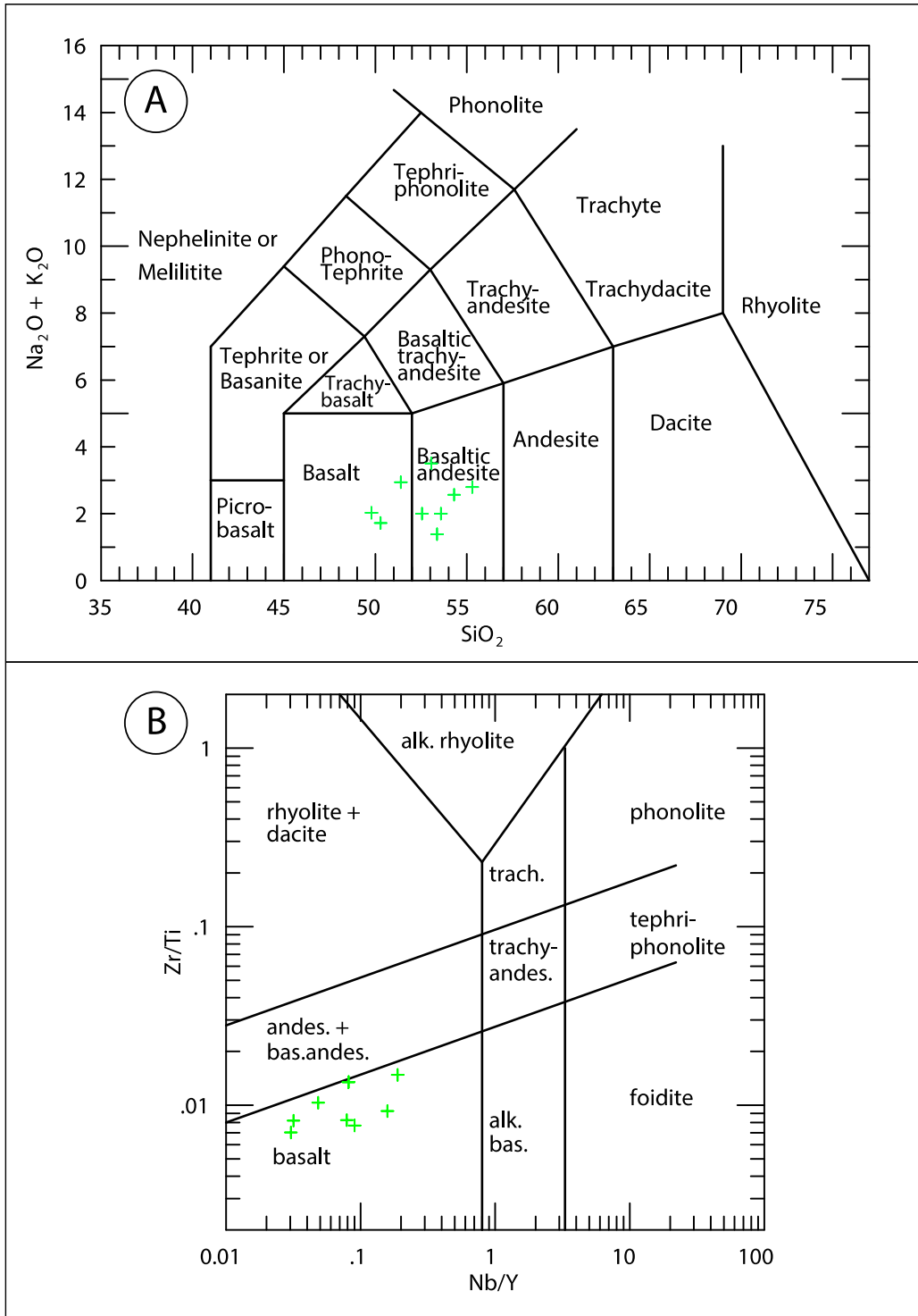


Figure 23 : A. Diagramme de classification des roches de l'unité volcanique mafique (Acch1), a) d'après le Maitre (2002) et b) d'après Pearce (1996).

Les diagrammes de la figure 24 mettent l'emphase sur l'affinité magmatique de ces roches volcaniques mafiques. Le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971, Fig 24B), où FeO^*

représente le fer total, concède que les basaltes riches en MgO appartiennent à la série magmatique tholéiitique. Le diagramme AFM de Jensen (1976, Fig 24A) permet de voir que la majeure partie des basaltes est affiliée au champ des tholéiites riches en MgO. Les deux échantillons qui s'associent à un magma calco-alcalin sont enrichis en feldspath. Ceci pourrait s'expliquer par l'effet de la contamination ou par le fractionnement du liquide.

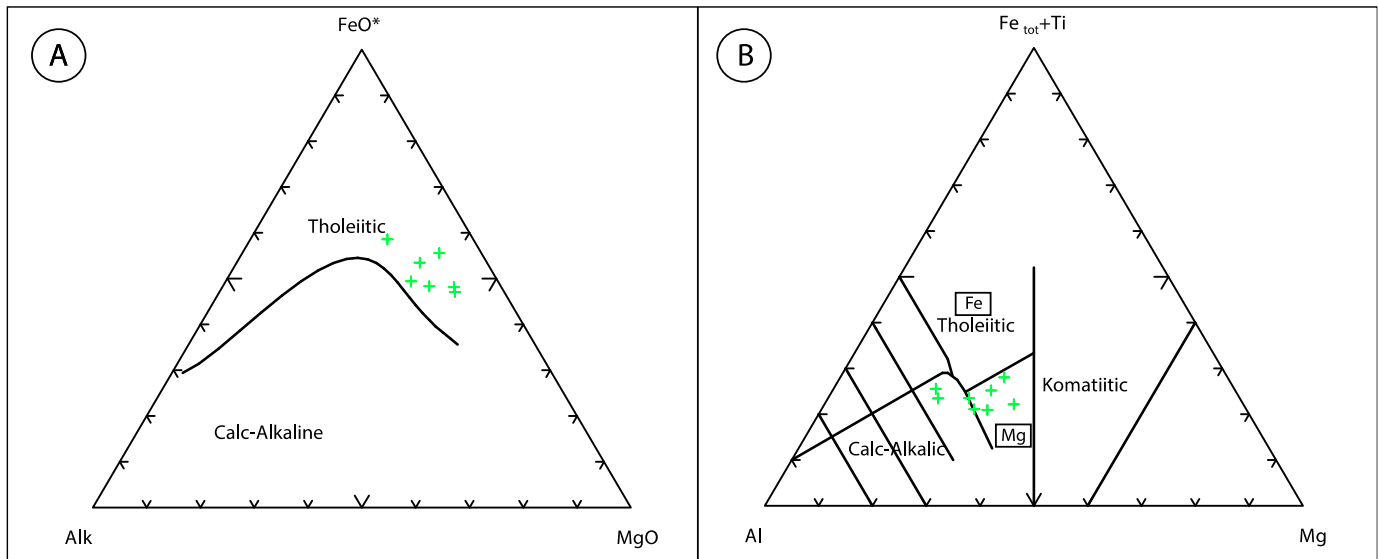


Figure 24 : A. Diagramme de classification AFM d'Irvine et Baragar (1971). B. Diagramme de classification AFM de Jensen (1976).

6.3 Intrusion de gabbro

L'intrusion de gabbro (unité Acch4) présente plusieurs caractéristiques intéressantes (Tableau 16). La teneur moyenne en Al_2O_3 , MgO et CaO de ces roches est respectivement de 22,68%, 6,21%, et 13,19%. Les roches qui composent cette unité sont marquées par un Mg# élevé ($53,61 < \#Mg < 73,42$), avec une moyenne de 62,71. Comparé à l'unité de basalte tholéiitique riche en MgO, la teneur en Al_2O_3 , CaO et MgO varie grandement d'un échantillon à l'autre. La différence de composition chimique entre les différentes roches de la même intrusion pourrait être le reflet d'un processus pétrogénétique bien connu (la cristallisation fractionnée).

Tableau 16 : composition en élément majeur (wt%) de l'intrusion de gabbro

Échantillon	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15
Nom	DT-5505 A	DT-5505B	DT-5509	DT-5511	DT-5512	DT-5530	DT-5532	DT-5532	DT-5540	DT-5553	DT-5554	DT-5570	DT-5576	SM-5164	RP-6138
SiO ₂	47,79	47,68	48,32	47,31	47,97	46,36	48,00	48,98	51,73	45,83	50,59	49,55	49,03	51,59	49,40
TiO ₂	0,17	0,16	0,29	0,52	0,27	0,28	0,43	0,40	0,42	0,40	0,71	0,77	0,27	0,55	0,31
Al ₂ O ₃	28,67	30,44	28,87	24,99	27,94	24,04	22,85	22,27	15,03	22,94	14,57	22,85	21,57	14,86	18,26
Fe ₂ O ₃	0,61	0,49	0,53	1,13	0,65	1,26	1,66	1,51	1,58	1,35	2,39	1,16	1,29	2,06	1,81
FeO	2,45	1,95	2,11	4,51	2,60	5,04	6,66	6,05	6,32	5,39	9,57	4,63	5,16	8,23	7,25
MnO	0,05	0,04	0,04	0,10	0,06	0,10	0,10	0,10	0,16	0,10	0,20	0,11	0,11	0,18	0,13
MgO	2,80	3,42	2,12	5,47	2,59	6,69	5,39	5,49	12,23	7,99	8,52	5,32	7,47	8,49	9,16
CaO	15,36	14,77	15,17	13,80	16,05	14,59	12,18	13,31	10,64	13,32	10,84	12,26	12,59	11,36	11,65
Na ₂ O	1,99	0,88	2,46	2,03	1,74	1,54	2,44	1,40	1,25	1,63	2,26	3,18	2,28	2,44	1,75
K ₂ O	0,08	0,14	0,05	0,10	0,07	0,09	0,22	0,47	0,46	0,28	0,27	0,16	0,09	0,19	0,17
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,03	0,06	0,00	0,01	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,12	0,75	0,01	0,01	0,13	0,02	0,10
Mg#	61,98	71,39	58,97	63,42	58,74	65,45	53,61	56,44	73,42	67,90	55,97	62,14	67,38	59,55	64,31
LOI	0,69	3,22	0,54	1,06	0,52	0,87	1,58	2,38	1,46	1,64	1,29	0,82	0,95	0,95	1,58

Les roches qui composent l'intrusion de gabbro montrent des affinités tholéiitiques d'après le diagramme de classification d'Irvine et Baragar (1971). Les quatre échantillons qui se situent dans le champ calco-alcalin (Fig. 25A) sont très riches en feldspath. Le contrôle exercé par les feldspaths dans la nomenclature de la série magmatique justifierait la position de certains échantillons dans la catégorie calco-alcaline. Ces échantillons proviennent sûrement de la même source que les autres roches de l'intrusion de gabbro et ils seraient donc tholéiitiques. La richesse en feldspath de ces quatre échantillons pourrait s'expliquer par un fractionnement du liquide initial lors d'un processus de cristallisation fractionnée ou par l'effet de la contamination à travers du matériel felsique.

La figure 25B est un diagramme AFM (Jensen, 1976) où la grande partie des échantillons se retrouve dans le champ des roches calco-alcalines. Les échantillons qui sont dans le champ des tholéiites riches en Mg sont probablement les échantillons les plus primitifs, ceux qui ont cristallisé en premier. Les autres roches ont accumulé de l'aluminium probablement par la cristallisation de feldspath. Il est difficile d'utiliser ce diagramme pour classer des roches intrusives puisque l'effet du fractionnement et de l'accumulation ne peut-être éliminer. Mais, ce diagramme permet de voir que les roches de l'intrusion de gabbro définissent un vecteur; une série magmatique tholéiitique riche en Mg qui a subi une cristallisation fractionnée.

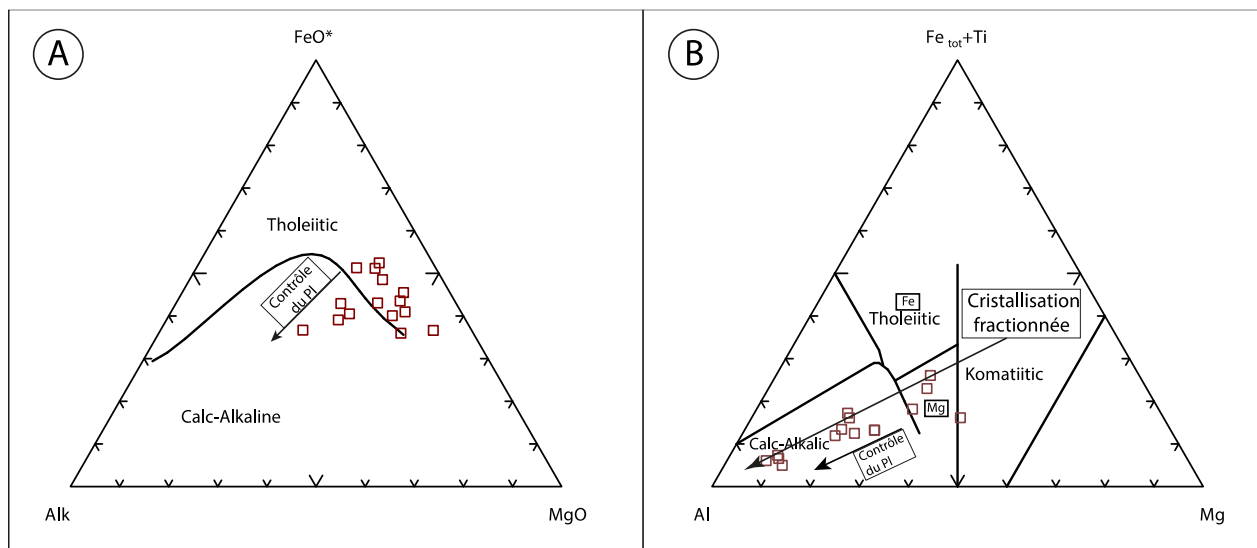


Figure 25 : Diagramme de classification des roches de l'unité de gabbro; a) AFM d'Irvine et Baragar (1971) et b) AFM de Jensen (1976).

La figure 26 illustre les diagrammes de nomenclature de l'intrusion de gabbro selon les pôles plagioclase, pyroxène, olivine et les pôles plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène. Comme attendu (Fig. 26A) la majorité des échantillons se retrouvent entre les pôles plagioclase et pyroxène avec des proportions minéralogiques variant entre 50 et 90% de plagioclases. Ces changements dans les proportions minéralogiques sont sûrement le résultat de l'effet du fractionnement. Les échantillons qui contiennent de l'olivine (10 à 20%) représentent probablement les premières phases minérales en équilibre, donc des premières roches à cristalliser. La Figure 26B sert à comprendre que l'orthopyroxène et le clinopyroxène coexistent dans ces roches et que cette unité contient du gabbro, du leucogabbro et de l'anorthosite.

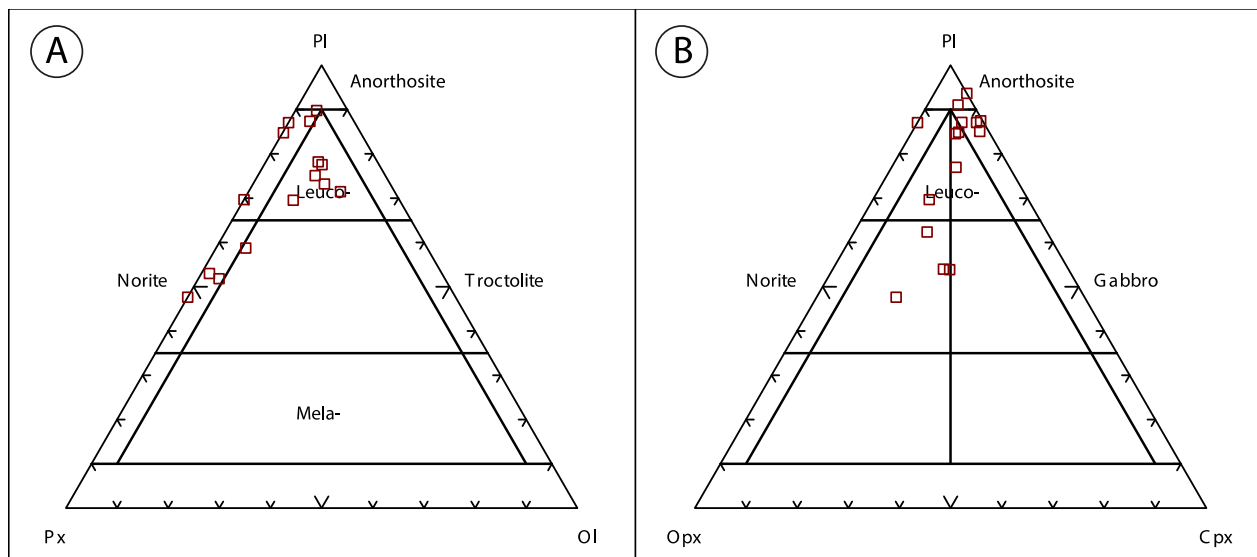


Figure 26 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion de gabbro selon le calcul de la norme CIPW

La figure 27 illustre les diagrammes binaires de Harker exprimés selon les éléments majeurs (Al_2O_3 , CaO , FeO^* , Na_2O , K_2O , SiO_2) vs MgO . MgO a été choisi en abscisse parce qu'il montre mieux de l'effet du fractionnement pour les roches mafiques. Les échantillons de l'intrusion de gabbro se retrouvent en grande partie dans un champ marqué par des pointillés. Ces champs représentent la composition possible des roches de l'intrusion de gabbro selon les trois phases qui définissent majoritairement une roche mafique; à savoir le plagioclase, le clinopyroxène et l'orthopyroxène. Ces phases sont présentées selon deux valeurs, la composition du minéral primitif et la composition du minéral évolué. Les deux valeurs sont reliées par un trait plein.

Le diagramme Al_2O_3 vs MgO illustre trois points principaux : l'aluminium est clairement incompatible, il est immobile ce qui est marqué par une bonne corrélation des données ($r' = 0,86$), et la presque totalité des échantillons se retrouve dans le champ des intrusions mafiques. Les roches qui sortent du champ pourraient être affectées par les vecteurs comme une concentration importante d'olivine ou un ajout de contaminant felsique. Le CaO est incompatible et il peut aussi être considéré comme immobile ($r' = 0,83$). Tous les échantillons se retrouvent dans le champ des intrusions mafiques.

Le FeO^* , qui montre une pente positive, est compatible et immobile ($r' = 0,83$). Les échantillons qui ne se retrouvent pas dans le champ de l'intrusion de gabbro sont affectés par une teneur importante en fer dû à une concentration élevée en sulfures. Le K_2O et le SiO_2 sont compatibles. Les échantillons qui sortent du champ de l'intrusion de gabbro dans le diagramme SiO_2 vs MgO pourraient s'expliquer par une forte altération. Les données du Na_2O ne montrent aucune corrélation, témoignant de la mobilité de cet élément.

La règle du levier est un exercice simple qui permet de déterminer la proportion minéralogique des phases en équilibre dans la roche en fonction de la chimie. On peut voir qu'il y a une corrélation claire qui se fait entre la chimie et la pétrographie de ces échantillons. L'échantillon G3 qui est composé de 75% de plagioclase et 25% d'amphiboles en lame mince est par exemple composé de 85% de plagioclase et 15% de pyroxène selon la règle du levier. La même opération répétée sur les autres échantillons donne des résultats très satisfaisants.

Les diagrammes de Harker et la pétrographie permettent de comprendre que les roches qui composent l'intrusion de gabbro semblent être de la même source, ce qui implique que la différence chimique entre les échantillons pourrait s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée. Le basalte riche en MgO pourrait être le liquide primitif qui a subi un fractionnement progressif pour donner naissance à l'intrusion de gabbro par l'intermédiaire de cumulats. L'objectif de la section 6.4 est de modéliser l'intrusion de gabbro à partir du basalte riche en MgO grâce au programme MELTS.

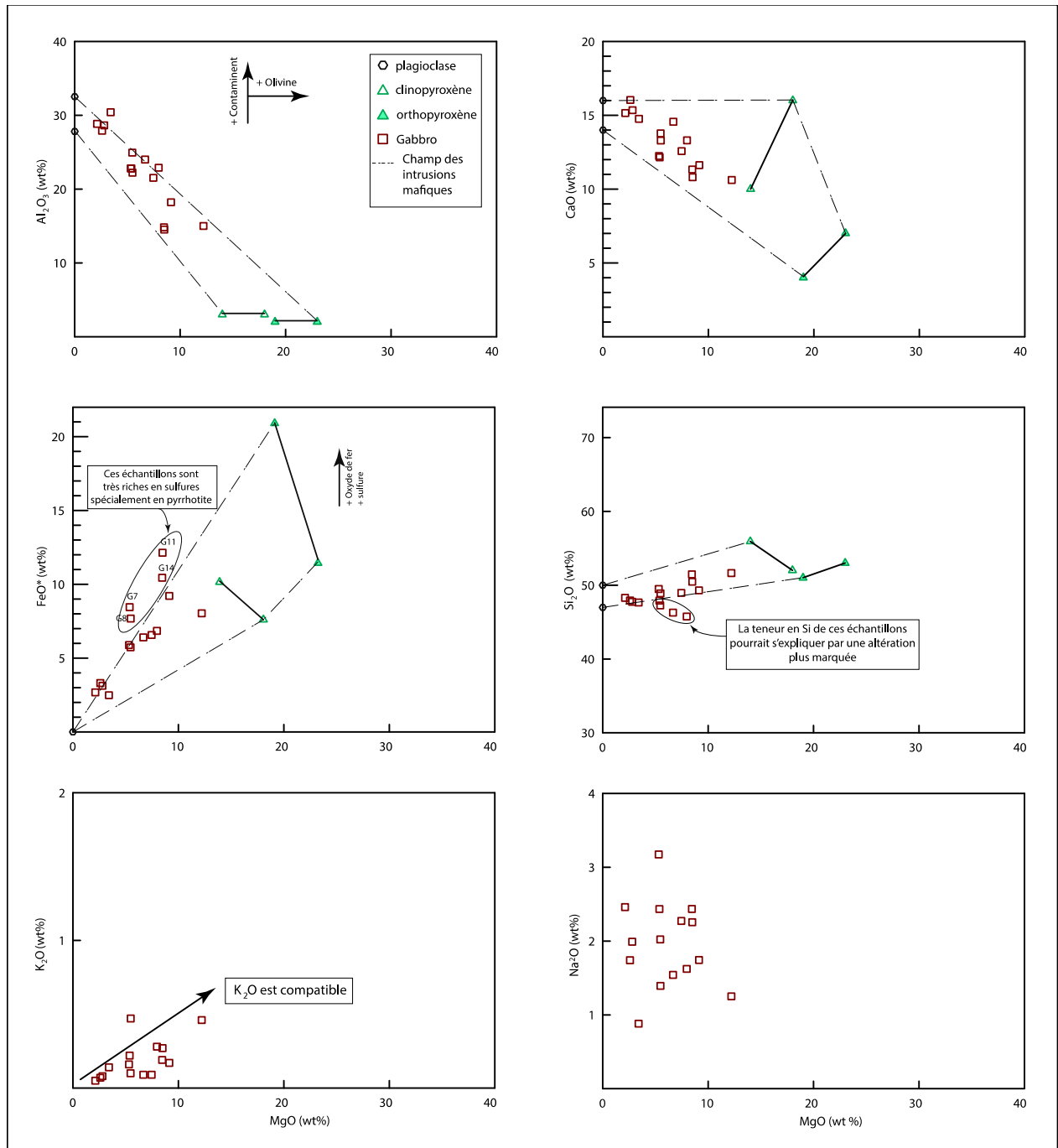


Figure 27 : Diagramme binaire de variation en éléments majeurs des roches de l'unité de gabbro. L'Al₂O₃, le CaO, le SiO₂ et le FeO* se comportent comme des éléments immobiles. Le Na₂O forme un nuage de points diffus témoignant de son caractère mobile.

6.4 Pyroxénite

Le nombre d'échantillons utilisés pour traiter la pétrographie et la géochimie de l'unité de pyroxénite est faible, mais ce nombre devrait être suffisant pour étudier la mise en place de ces roches. La pyroxénite est composée majoritairement de SiO₂ et de MgO à respectivement 51,79 < SiO₂ < 52,69 et 16,77 < MgO < 17,09 (Tab. 17). Les différentes roches ont des compositions assez uniformes en éléments majeurs. La composition en fer est relativement élevée pour une pyroxénite, ce qui donne un Mg# moyen de 73,08 (faible pour des roches ultramafiques). Les pyroxénites sont des webstérites composées majoritaires de pyroxène (80%) et de 20% de plagioclase (Fig. 28A et B).

Sachant que la pyroxénite est située à la base de l'intrusion de gabbro, se demande-t-on alors s'il y a une corrélation à faire entre les deux unités? Autrement dit, serait-il possible que ces deux unités aient un lien parental et qu'ils proviennent de la même source? Est-ce que la différence lithologique et géochimique pourrait s'expliquer par la cristallisation fractionnée, ou s'agirait-il de deux unités avec différentes sources magmatiques ? La section 6.5 permettra d'apporter des réponses à ces questions.

Tableau 17 : composition en éléments majeurs (en % poids) de la pyroxénite

Échantillon	M1	M2	M3
Nom	DT-5534	DT-5565	DT-5564
SiO ₂	52,45	52,69	51,79
TiO ₂	0,54	0,46	0,85
Al ₂ O ₃	6,79	6,27	6,60
Fe ₂ O ₃	2,12	2,40	2,37
FeO	8,47	9,59	9,50
MnO	0,24	0,24	0,22
MgO	16,77	18,52	17,09
CaO	11,88	9,16	10,76
Na ₂ O	0,61	0,55	0,67
K ₂ O	0,07	0,04	0,06
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,05
Cr ₂ O ₃	0,06	0,07	0,03
Mg#	73,87	73,38	71,97
LOI	1,72	1,75	1,61

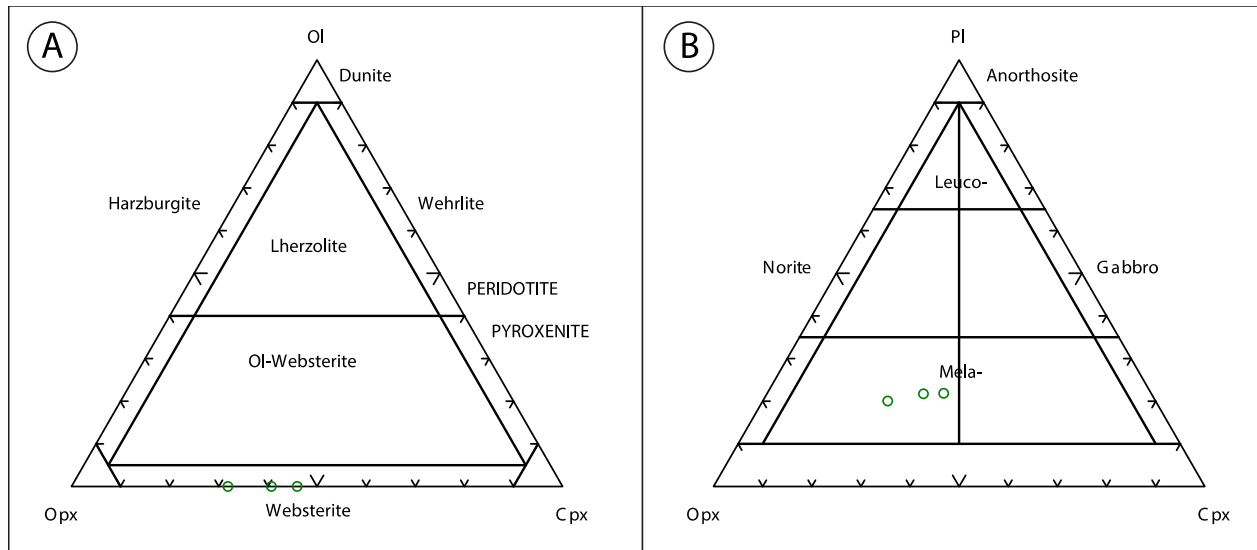


Figure 28 : Diagramme de classification des pyroxénites selon la norme CIPW

6.5 Modèle de formation de l'intrusion de gabbro

Aucune relation de terrain suggérant une mise en place synvolcanique de l'intrusion de gabbro n'a été observée. Cependant, l'étude des éléments majeurs de cette unité permet de se questionner sur la nature de ces roches. L'intrusion de gabbro serait-elle comagmatique avec l'unité de basalte riche en MgO? Pour répondre à cette question, l'échantillon SG-3508 représentant le basalte le plus primitif à disposition sera utilisé pour simuler la mise en place d'une intrusion grâce au programme MELTS.

6.5.1 Programme MELTS

MELTS est un programme qui utilise la thermodynamique pour modéliser les phases en équilibre dans un système magmatique. Il peut générer les phases en équilibre dans un système igné pour des températures allant de 500-2000 °C et une pression variant de 0-2 GPa. Même les scénarios générant des processus magmatiques évolués/complexes peuvent être simulés grâce à MELTS, ceci à travers différentes séries de température et pression (la minimisation de l'énergie de Gibbs), de température et volume (minimisation de l'énergie de Helmholtz), d'enthalpie et de pression (la maximisation de l'entropie), ou d'entropie et de pression (la minimisation de l'enthalpie). L'isenthalpie (enthalpie constante), l'isentropie (isentropie constante) ou l'isochorie (volume constant) sont des scénarios qui peuvent être utilisés pour explorer les processus

magmatiques tels que l'assimilation de l'énergie, la décompression adiabatique ou la cristallisation après emplacement des inclusions fluides dans les phénocristaux.

Optionnellement, l'équilibre peut être calculé dans les systèmes ouverts au transfert d'oxygène pour une fugacité d'oxygène constante. Ce critère permet de modéliser la cristallisation à l'équilibre et la cristallisation fractionnée pour une valeur d'oxygène spécifiée. L'eau est incluse à titre de composante de phase liquide et de phase pure. Les relations de solubilité peuvent être modélisées en fonction de la température, pression, composition du liquide, et par l'effet de l'eau dans l'action des phases.

Le modèle thermodynamique pour les phases liquides inclus dans le programme MELTS a été largement adapté à l'équilibre de phases expérimentales à basse pression et d'un ensemble indépendant de données/modèles thermodynamiques pour les phases minérales. MELTS est donc destiné à la modélisation des différentes phases magmatiques à basse pression (<2 GPa). Le programme est mieux calibré pour les systèmes mafiques et il devrait particulièrement bien fonctionner pour les MORB et les magmas mafiques alcalins. Les phases en équilibre impliquant la hornblende et la biotite ne sont pas bien assimilées par le programme. Par conséquent, il n'est pas recommandé de faire la modélisation de systèmes calco-alcalins, intermédiaires ou encore riches en silice. Le programme MELTS est basé sur les travaux de Ghiorso and Sack (1995) et Asimow and Ghiorso (1998).

Rhyolite-MELTS (v 1.2 pour MAC OS X), qui est le programme utilisé pour faire le modèle de formation de l'unité de gabbro, est identique à MELTS en termes de calibration sauf que l'enthalpie utilisée pour la formation du quartz et KAlSi_3O_8 dans la solution solide des feldspaths a été ajustée. De ce fait, Rhyolite-MELTS doit être utilisée à la place de MELTS pour modéliser les relations de phases dans les systèmes riches en silices et hydratés. Le programme Rhyolite-MELTS est basé sur les travaux de Gualda, Ghiorso, Lemons and Carley (2012).

6.5.2 Interface de Rhyolite-MELTS et fichiers de sortie

La figure 29 est une représentation de l'interface du programme Rhyolite-MELTS. Le fonctionnement de ce logiciel est basé sur plusieurs critères qui sont essentiels pour générer un modèle thermodynamique réaliste. En premier lieu, il y a l'onglet option qui permet de définir le scénario voulu. Parmi les nombreux choix disponibles, il est possible de s'orienter vers l'isenthalpie, l'isentropie, l'isocorie, l'injection de plusieurs liquides, l'ajout d'un assimilant, ou

le fractionnement des solides qui est l'option choisie pour le modèle. L'onglet des variables intensives sert à spécifier la fO_2 , les valeurs de température, de pression, d'enthalpie, d'entropie et de volume. La fO_2 est fixé à QFM, la température commence à la valeur du liquidus ($\approx 1159^\circ\text{C}$) et se finit à 750°C avec un incrément de 20°C , la pression est constamment maintenue à 1 kbar, finalement il n'y a pas de valeur spécifiée pour l'enthalpie, l'entropie et le volume, ce qui rend la modélisation relativement simple. L'onglet commande sert notamment à trouver le liquidus selon la composition initiale du liquide et aussi à exécuter le programme.

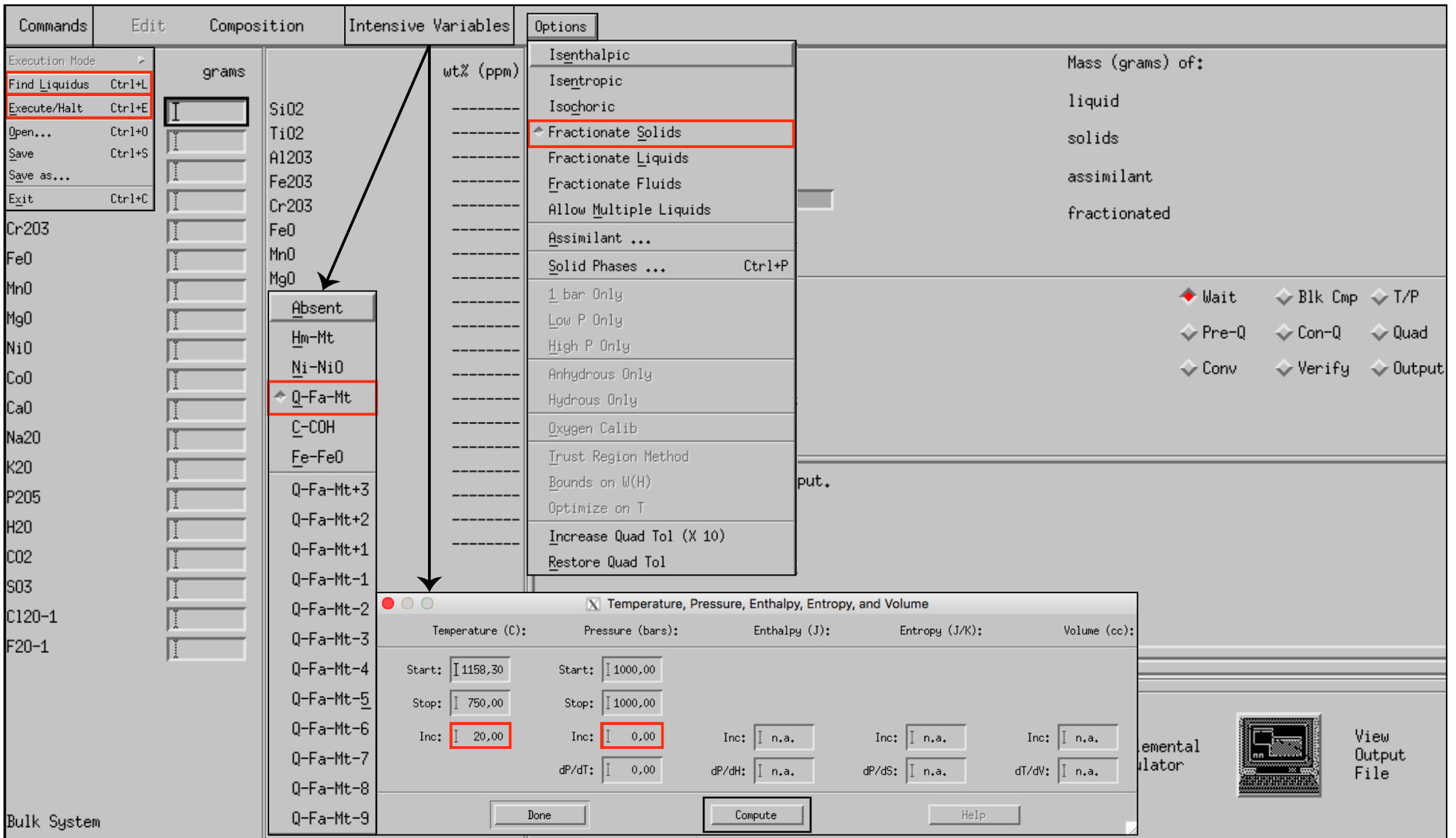


Figure 29 : Interface pour programme Rhyolite-MELTS v 1.2. Les encadrés rouges représentent les critères choisis pour faire le modèle.

Les résultats de la modélisation par le programme Rhyolite-MELTS s'affichent sous forme de plusieurs fichiers textes dont le principal est nommé melts.out. Un aperçu du document est présenté au tableau 18. Ce fichier montre l'évolution du système à différentes étapes de cristallisation en partant du liquidus jusqu'aux dernières phases à cristalliser. Les lignes suivantes définissent les critères de sortie des fichiers textes générés par le programme à chaque incrément défini par l'utilisateur :

- T (C) - Température du système (Degré Celsius)
- P (kbars) - pression du système (kilobars)
- $\log(10) f_{O_2}$ - Fugacité de l'oxygène sur une base 10 logarithmique
- liq mass (gm) - Masse actuelle du liquide
- liq rho (gm/cc) - Densité actuelle du liquide sur une base 10 logarithmique
- liq vis (log 10 poise) - La viscosité du liquide
- liq G (kJ), liq H (kJ), liq S (J/K), liq V (cc), liq Cp (J/K) - Les propriétés thermodynamiques du liquide (sur une base extensive)
- wt% SiO₂, wt% TiO₂, wt% Al₂O₃, wt% Fe₂O₃, wt% Cr₂O₃ wt% FeO, wt% MnO, wt% MgO, wt% NiO, wt% CoO, wt% CaO, wt% Na₂O, wt% K₂O, wt% P₂O₅, wt% H₂O - Composition du liquide en wt%
- sol mass (gm) - Masse totale actuelle de phases solides dans le système
- sol rho (gm/cc) - Densité actuelle moyenne des phases solides dans le système
- sol G (kJ), sol H (kJ), sol S (J/K), sol V (cc), sol Cp (J/K) - Moyenne proportionnelle des propriétés thermodynamiques (sur une base extensive)

Tableau 18 : fragment représentatif du fichier melts.out

Title: dummy																		
T = 1086,02 (C) P = 1,000 (kbars) log(10) f O2 = -9,61 delta HM = -5,55 NNO = -0,63 QFM = 0,00 COH = 2,05 IW = 3,66																		
Constraint Flags: fO2 path = QFM Fractionate Solids																		
Liquid mass = 62,90 (gm) density = 2,56 (gm/cc) viscosity = 2,53 (log 10 poise)																		
G = -1001815,32 (J) H = -768467,96 (J) S = 171,68 (J/K) V = 24,60 (cc) Cp = 91,95 (J/K)																		
SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CoO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O	CO2	SO3	Cl2O-1	F2O-1
51,54	1,18	14,95	1,84	0,03	9,27	0,44	5,80	0,00	0,00	10,39	1,94	0,28	0,08	2,27	0,00	0,00	0,00	0,00
olivine mass = 1,20 (gm) density = 3,40 (gm/cc) (analysis in mole %)																		
(Ca0,01Mg0,74Fe ⁰ ,25Mn0,01Co0,00Ni0,00)2SiO4																		
G = -17630,20 (J) H = -13861,79 (J) S = 2,77 (J/K) V = 0,35 (cc) Cp = 1,44 (J/K)																		
tephroite	fayalite	co-olivine	ni-olivine	monticellite	forsterite													
0,83	25,27	0,00	0,00	1,01	72,89													
clinopyroxene mass = 3,96 (gm) density = 3,27 (gm/cc) (analysis in mole %)																		
cpx Na0,01Ca0,80Fe ⁰ ,21Mg0,82Fe ⁰ ,06Ti0,02Al0,23Si1,84O6																		
G = -62580,02 (J) H = -50446,12 (J) S = 8,93 (J/K) V = 1,21 (cc) Cp = 4,63 (J/K)																		
diopside	clinoenstatit	hedenbergite	alumino-buffo	buffonite	essenite	jadeite												
43,31	18,37	21,04	10,62	-6,15	11,67	1,13												
feldspar mass = 3,74 (gm) density = 2,69 (gm/cc) (analysis in mole %)																		
K0,00Na0,15Ca0,85Al1,85Si2,15O8																		
G = -64010,60 (J) H = -52132,47 (J) S = 8,74 (J/K) V = 1,39 (cc) Cp = 4,56 (J/K)																		
albite	anorthite	sanidine																
15,30	84,61	0,08																
spinel mass = 0,08 (gm) density = 4,41 (gm/cc) (analysis in mole %)																		
Fe ⁰ ,68Mg0,44Fe ⁰ ,67Al0,72Cr0,37Ti0,12O4																		
G = -798,42 (J) H = -575,09 (J) S = 0,16 (J/K) V = 0,02 (cc) Cp = 0,08 (J/K)																		
chromite	hercynite	magnetite	spinel	ulvospinel														
18,59	-8,39	33,34	44,40	12,06														
Total solids mass = 8,98 (gm) density = 3,02 (gm/cc)																		
G = -145019,25 (J) H = -117015,47 (J) S = 20,60 (J/K) V = 2,97 (cc) Cp = 10,70 (J/K)																		
Summary of all fractionated phases: (total mass = 28,07 grams)																		
olivine mass = 5,41 (gm) density = 3,34 (gm/cc)																		
(Ca0,01Mg0,79Fe ⁰ ,20Mn0,01Co0,00Ni0,00)2SiO4																		
G = -82127,38 (J) H = -65074,84 (J) S = 12,55 (J/K) V = 1,62 (cc) Cp = 6,57 (J/K)																		
tephroite	fayalite	co-olivine	ni-olivine	monticellite	forsterite													
0,61	19,94	0,00	0,00	1,11	78,34													
clinopyroxene mass = 8,32 (gm) density = 3,25 (gm/cc)																		
cpx Na0,01Ca0,81Fe ⁰ ,18Mg0,85Fe ⁰ ,05Ti0,02Al0,22Si1,85O6																		
G = -132601,57 (J) H = -107074,30 (J) S = 18,78 (J/K) V = 2,56 (cc) Cp = 9,78 (J/K)																		
diopside	clinoenstatit	hedenbergite	alumino-buffo	buffonite	essenite	jadeite												
48,33	17,76	18,21	9,80	-6,70	11,59	1,01												
feldspar mass = 14,18 (gm) density = 2,69 (gm/cc)																		
K0,00Na0,14Ca0,86Al1,86Si2,14O8																		
G = -242455,71 (J) H = -197531,94 (J) S = 33,05 (J/K) V = 5,26 (cc) Cp = 17,26 (J/K)																		
albite	anorthite	sanidine																
13,54	86,39	0,07																
spinel mass = 0,16 (gm) density = 4,15 (gm/cc)																		
Fe ⁰ ,40Mg0,63Fe ⁰ ,38Al1,09Cr0,45Ti0,04O4																		
G = -1951,82 (J) H = -1483,38 (J) S = 0,34 (J/K) V = 0,04 (cc) Cp = 0,17 (J/K)																		

Le tableau 18 représente un fragment du fichier melts.out. Il montre la masse, la densité, la viscosité et la composition du liquide quand la température est de 1086,02 °C ainsi que les phases en équilibre dans le système à des conditions de pression et de fO_2 spécifiques. Ce tableau montre aussi qu'à 1086,02 °C le système a déjà accumulé 28,07g de solide dont les phases minérales sont l'olivine, le clinopyroxène, le feldspath et le spinelle. Ces phases ont commencé à être en équilibre dans le système depuis l'atteinte du liquidus à 1159°C et elles se sont accumulées progressivement. La suite du fichier suit le même principe, c'est-à-dire que la première partie de chaque incrément montre les phases minérales en équilibre et la deuxième partie montre la masse totale de phases minérales accumulées. Le fichier prend fin quand il ne reste plus de liquide dans le système et que la cristallisation est donc totale.

Les autres fichiers générés montrent exactement les mêmes critères que le fichier melts.out; à savoir la masse, la densité, la composition, la pression, la fO_2 des phases minérales en équilibre suivant l'évolution du liquide. À chaque incrément de 20 °C, ces critères sont spécifiés de façon plus organisée dans un fichier comprenant une seule phase minérale. Le tableau 19 montre l'exemple du feldspath et l'annexe B permet de voir les fichiers complets de toutes les phases minérales générées par ce modèle.

Tableau 19: fichier de sortie du feldspath

T	P	f O2	Masse	rho	SiO2	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	G	H	S	V	Cp	albite	anorthite	sanidine
1146	1	-8	1,9874	2	46,21	34,61	17,77	1,39	0,104	-34,27	-27,55	4,73	0,74	2,43	12	88	0,0609
1126	1	-9	7,3305	2	46,45	34,46	17,59	1,50	0,118	-126,50	-101,78	17,35	2,72	8,96	13	87	0,0694
1106	1	-9	4,8679	2	46,68	34,30	17,40	1,61	0,131	-83,48	-67,70	11,44	1,81	5,94	14	86	0,0765
1086	1	-9	3,7428	2	46,93	34,13	17,21	1,72	0,142	-64,11	-52,13	8,74	1,39	4,56	15	85	0,083
1066	1	-9	2,999	2	47,19	33,95	17,50	1,84	0,152	-51,15	-41,84	6,96	1,12	3,64	16	84	0,0889
1046	1	-10	2,5743	2	47,48	33,76	16,77	1,97	0,161	-43,79	-35,97	5,93	0,96	3,12	18	82	0,0942
1026	1	-10	2,3819	2	47,84	33,52	16,49	2,14	0,17	-40,41	-33,33	5,45	0,89	2,88	19	81	0,0992
1006	1	-10	2,8795	2	48,49	33,74	15,97	2,44	0,196	-48,72	-40,35	6,55	1,74	3,49	22	78	0,01144
986	1	-11	2,8659	2	49,52	32,38	15,16	2,91	0,245	-48,36	-40,20	6,48	1,71	3,47	26	74	0,01424
966	1	-11	2,738	2	50,58	31,67	14,33	3,40	0,298	-34,90	-29,12	4,67	0,78	2,51	30	70	0,01731
946	1	-11	1,6005	2	51,64	30,95	13,49	3,88	0,356	-26,86	-22,50	3,58	0,60	1,93	34	66	0,02064
926	1	-12	1,2866	2	52,68	30,25	12,67	4,36	0,42	-21,54	-18,10	2,86	0,49	1,55	38	61	0,02425
906	1	-12	1,625	2	53,68	29,58	11,87	4,82	0,487	-17,74	-14,97	2,35	0,40	1,28	42	57	0,02809
886	1	-12	0,8939	2	54,63	28,93	11,12	5,26	0,559	-14,88	-12,61	1,96	0,34	1,77	46	54	0,03216
866	1	-13	0,778	2	55,55	28,31	10,40	5,68	0,634	-12,92	-10,98	1,70	0,30	0,94	50	50	0,03638
866	1	-13	0,25	2	55,55	28,31	10,40	5,68	0,634	-0,42	-0,36	0,60	0,10	0,30	50	50	0,03638
846	1	-13	0,7033	2	56,37	27,76	9,75	6,55	0,71	-11,64	-9,94	1,52	0,27	0,85	53	47	0,04065
826	1	-13	0,6045	2	57,14	27,24	9,14	6,40	0,787	-9,98	-8,56	1,30	0,23	0,73	56	44	0,04502
806	1	-14	1,1428	2	58,12	26,57	8,36	6,84	0,1072	-18,82	-16,19	2,44	0,44	1,37	59	40	0,06117
786	1	-14	1,1567	2	59,25	25,79	7,45	7,33	0,1763	-18,99	-16,40	2,45	0,44	1,39	63	36	0,010035

6.5.3 Mise en place de l'intrusion de gabbro selon Rhyolite-MELTS

Le tableau 20 représente une version complète et simplifiée du fichier melts.out. Toutes les phases qui ont été générées par le programme lors de la modélisation apparaissent en proportion minérales suivant l'évolution du liquide. Les premières phases à cristalliser sont le spinelle, le feldspath et l'olivine. Le cumulat de ces phases donnerait une roche de composition mafique dont le nom serait une troctolite. À partir de 1126 °C, le liquide continue à cristalliser ces phases ainsi que du clinopyroxène riche en calcium. L'apparition de ce nouveau minéral dans le système implique un changement de nomenclature du cumulat formé, celui-ci devient un gabbro.

À 1006°C l'olivine n'est plus en équilibre, donc les phases à cristalliser sont le spinelle, le feldspath, le clinopyroxène et l'orthopyroxène. De 1006°C à 886°C, ces quatre phases cristallisent exclusivement dans le système et on observe une augmentation graduelle de la proportion de feldspath dans l'évolution du liquide. Les roches cumulatives formées dans cet intervalle montreraient un changement progressif minéralogique dans cette partie de l'intrusion (gabbro à leucogabbro). À 866°C le liquide basaltique qui est maintenant fractionné et évolué permet à nouveau la cristallisation de l'olivine et une diminution de la proportion de feldspath généré, ce qui implique que le cumulat formé sera en conséquence une gabbronorite. Finalement les derniers cumulats qui se forment de ce liquide sont riches en quartz.

La figure 30 illustre mieux l'information contenue dans le tableau 20. Ce schéma permet de visualiser la proportion des différentes phases minérales en équilibre à chaque incrément de 20°C suivant l'évolution du liquide. Les premières phases à cristalliser permettent de déduire que les roches qui se situent à la base de l'intrusion sont des troctolites suivies de gabbro contenant une faible proportion d'olivine. Au milieu de l'intrusion, les phases en équilibre sont essentiellement le feldspath et le pyroxène, ce qui implique que cette partie de l'intrusion est composée de cumulat de gabbronorite et de leucogabbro. Le sommet de l'intrusion est composé de gabbronorite, car l'olivine est de nouveau en équilibre dans le système et la proportion de feldspath généré est relativement faible par rapport au milieu de l'intrusion.

Le modèle de mise en place de l'intrusion de gabbro engendré par Rhyolite-Melts en utilisant la composition du basalte primitif riche en MgO (SG-3508) suggère que l'intrusion de gabbro serait composée respectivement de troctolite et de gabbro à la base, de gabbronorite et de leucogabbro au milieu, et de gabbronorite au sommet de l'intrusion. Une comparaison du modèle avec la stratigraphie de l'intrusion basée sur les observations pétrologiques et géochimiques

permettrait de confirmer que l'intrusion de gabbro est comagmatique avec le basalte riche en MgO.

Tableau 20 : Proportion minéralogique des phases en équilibre dans le système en fonction de l'évolution de la température

T (°C)	Feldspath (%)	Olivine (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Spinelle (%)	Quartz (%)	Oxyde (%)
1166	0	0	0	0	100	0	0
1146	53,26	31,25	0	0	15,49	0	0
1126	40,58	15,34	21,35	0	1,38	0	0
1106	27,89	8,49	30,03	0	3,56	0	0
1086	27,46	8,84	29,05	0	5,61	0	0
1066	28,35	11,41	29,41	0	1,41	0	0
1046	28,05	9,18	28,73	0	5,30	0	0
1026	25,74	6,20	24,83	0	18,39	0	0
1006	26,71	0	14,62	17,69	8,67	0	0
986	37,42	0	12,32	14,97	8,00	0	0
966	47,89	0	10,04	12,56	6,92	0	0
946	44,38	0	10,70	13,31	7,61	0	0
926	47,40	0	10,36	12,27	7,34	0	0
906	60,52	0	8,18	8,79	5,55	0	0
886	52,37	0	10,61	9,86	6,70	0	0
866	37,58	6,66	8,10	5,22	29,13	0	0
846	52,67	13,16	7,95	0	18,27	0	0
826	22,05	5,01	33,66	0	5,62	0	0
806	36,78	5,67	5,40	0	0	42,44	4,31
786	30,69	3,39	5,28	0	0	50,89	4,46

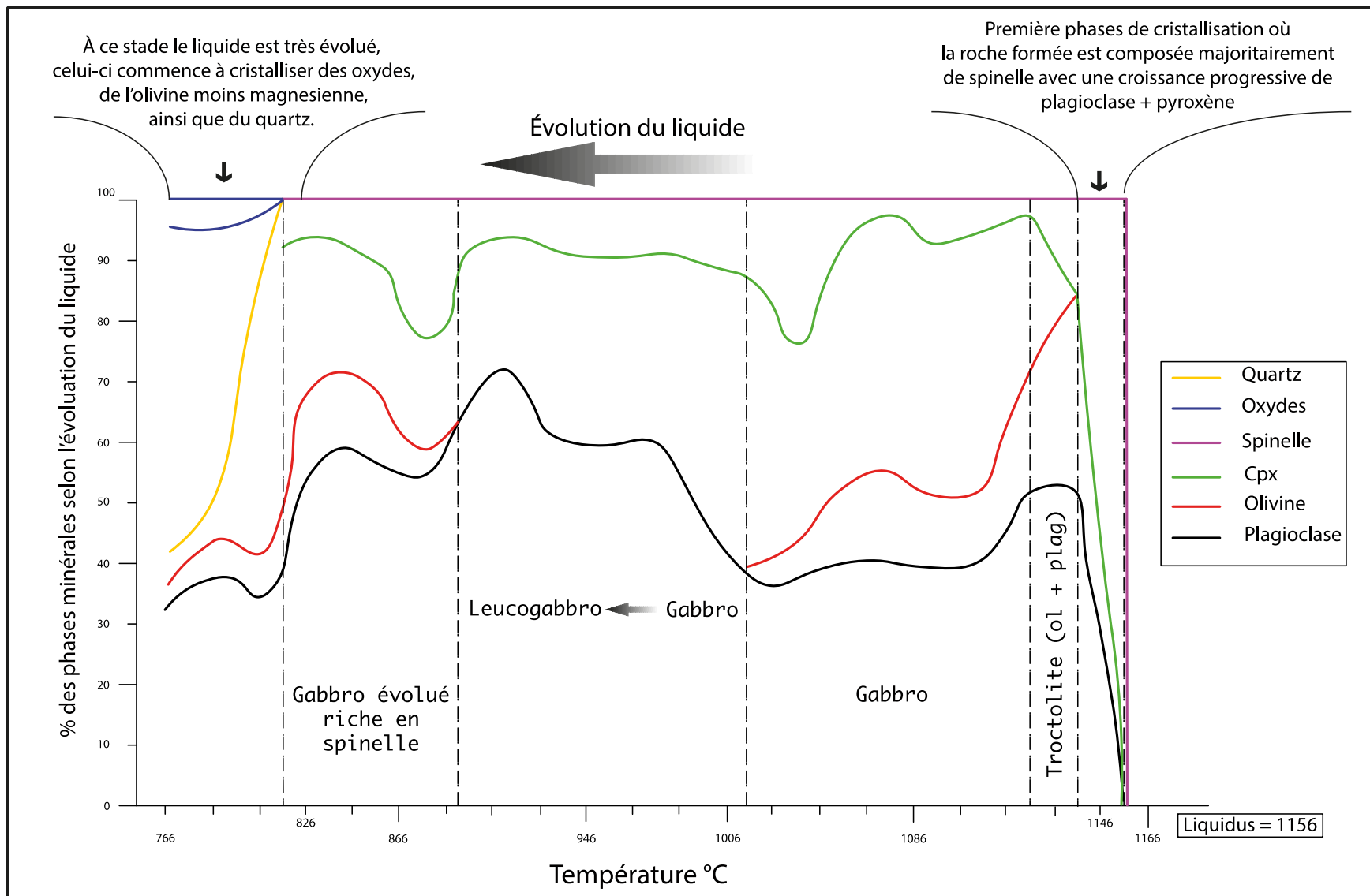


Figure 30 : modèle de formation de l'intrusion de gabbro

La figure 31 est une meilleure représentation de la carte géologique de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié où la position des indices/anomalies en métaux contenus dans les différentes lithologies est indiquée par des cercles pleins de différentes couleurs. La section A-B est une vue en coupe des principales lithologies étudiées; la pyroxénite, l'intrusion de gabbro et l'unité de basalte riche en MgO. L'objectif de cette vue en coupe est d'avoir une illustration de l'emplacement des différents échantillons collectés dans l'intrusion mafique afin de disposer d'un moyen de comparaison entre la stratigraphie de l'unité de gabbro et le modèle généré par le programme Rhyolite-MELTS.

La nomenclature accordée aux roches qui composent l'intrusion mafique (G1 à G15) est fondée sur l'étude pétrographique (les proportions modales) et géochimique des échantillons. L'étude géochimique a permis de faire la classification des roches mafiques selon le calcul de la norme CIPW. Ce calcul jumelé à l'étude des lames minces est le fruit de la classification observée à la figure 32 et sur la figure 33A. Le parcours (flèche bleue) qui est justement observé à la figure 33A retrace la mise en place de l'intrusion de la base vers le sommet en utilisant la position connue des échantillons. Selon la section A-B, la base de l'intrusion mafique est composée de leucogabbro avec une composante non négligeable en olivine. Le milieu de l'intrusion est majoritaire composé de gabbro et de leucogabbro au fur et à mesure qu'on remonte dans la stratigraphie. Finalement le sommet de l'intrusion est composé de gabbronorite.

Cette classification est très similaire au modèle de l'intrusion. La figure 32 est justement une comparaison entre la pétrographie de l'intrusion mafique et le modèle de formation de l'intrusion. Il apparaît très clair au vu de ce schéma que le modèle de formation de l'intrusion de gabbro est en accord avec les acquis du terrain (positionnement des échantillons) et la pétrographie des roches qui composent cette unité. La figure 33B met en évidence le modèle de mise en place de l'intrusion basé sur les proportions minéralogiques des roches générées par le calcul du programme Rhyolite-MELTS (flèche verte) et le modèle engendré par les échantillons collectés sur le terrain (flèche bleue). Les deux flèches suivent typiquement le même parcours, le modèle produit par Rhyolite-MELTS étant plus mafique que les roches observées véritablement dans l'intrusion de gabbro. De ce fait, il est possible d'affirmer avec certitude que l'intrusion de gabbro de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié est comagmatique avec le basalte riche en MgO, qu'il est synvolcanique et qu'un processus de cristallisation fractionné expliquerait la différenciation magmatique observée au sein de l'unité.

Sachant que le basalte est relativement primitif (de source mantellique) et que l'intrusion de gabbro est de même nature, alors la première étape pour former un dépôt de sulfures magmatiques est remplie. Il reste maintenant à savoir si les autres étapes permettant d'élaborer un dépôt économique sont couvertes. Le chapitre «Discussion» devrait apporter une réponse à la question.

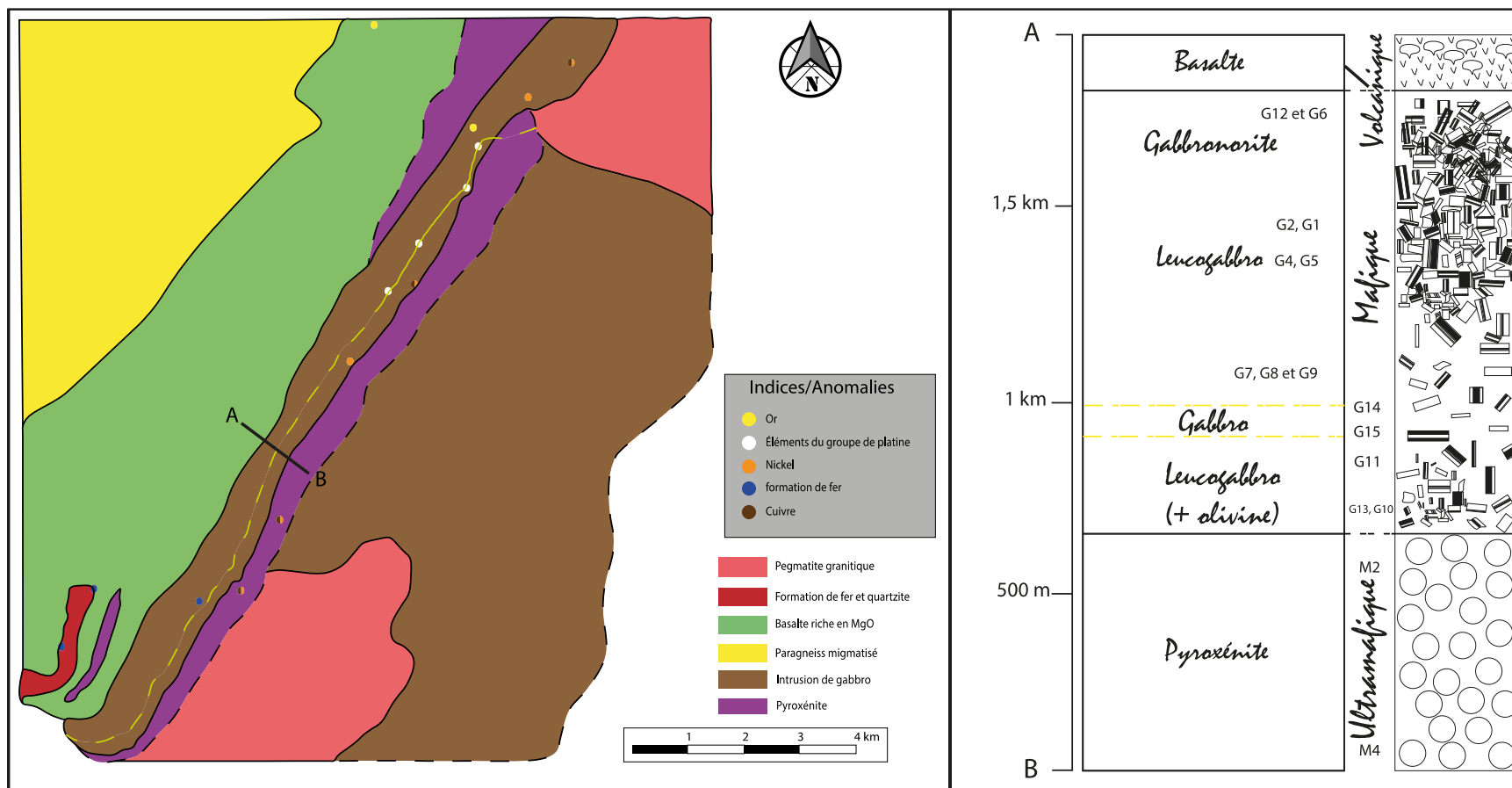


Figure 31 : carte géologique détaillée de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié et vue en coupe de la section A

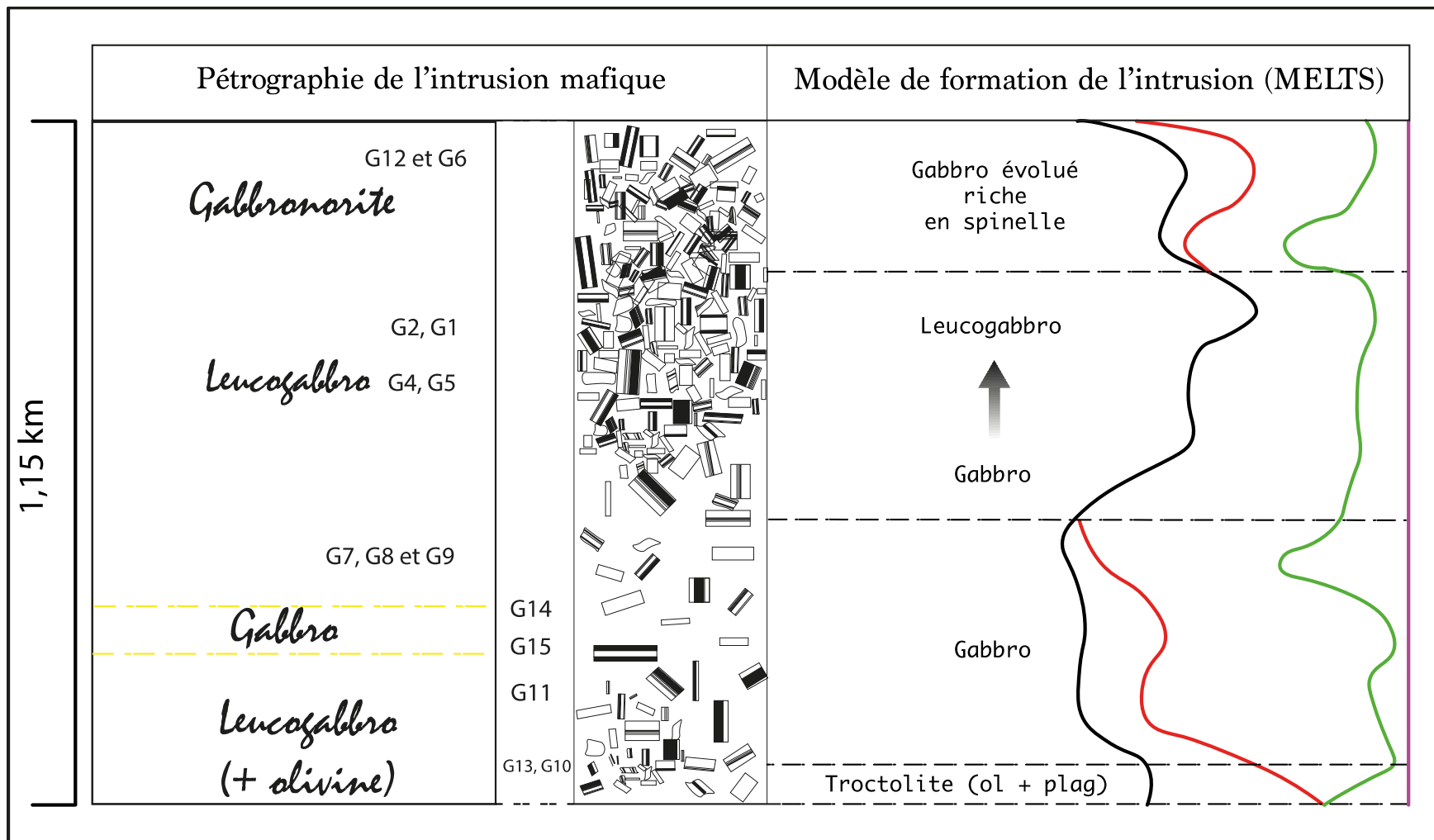


Figure 32 : Comparaison entre la pétrographie de l'intrusion de gabbro et le modèle de mise en place généré par Rhyolite-MELTS

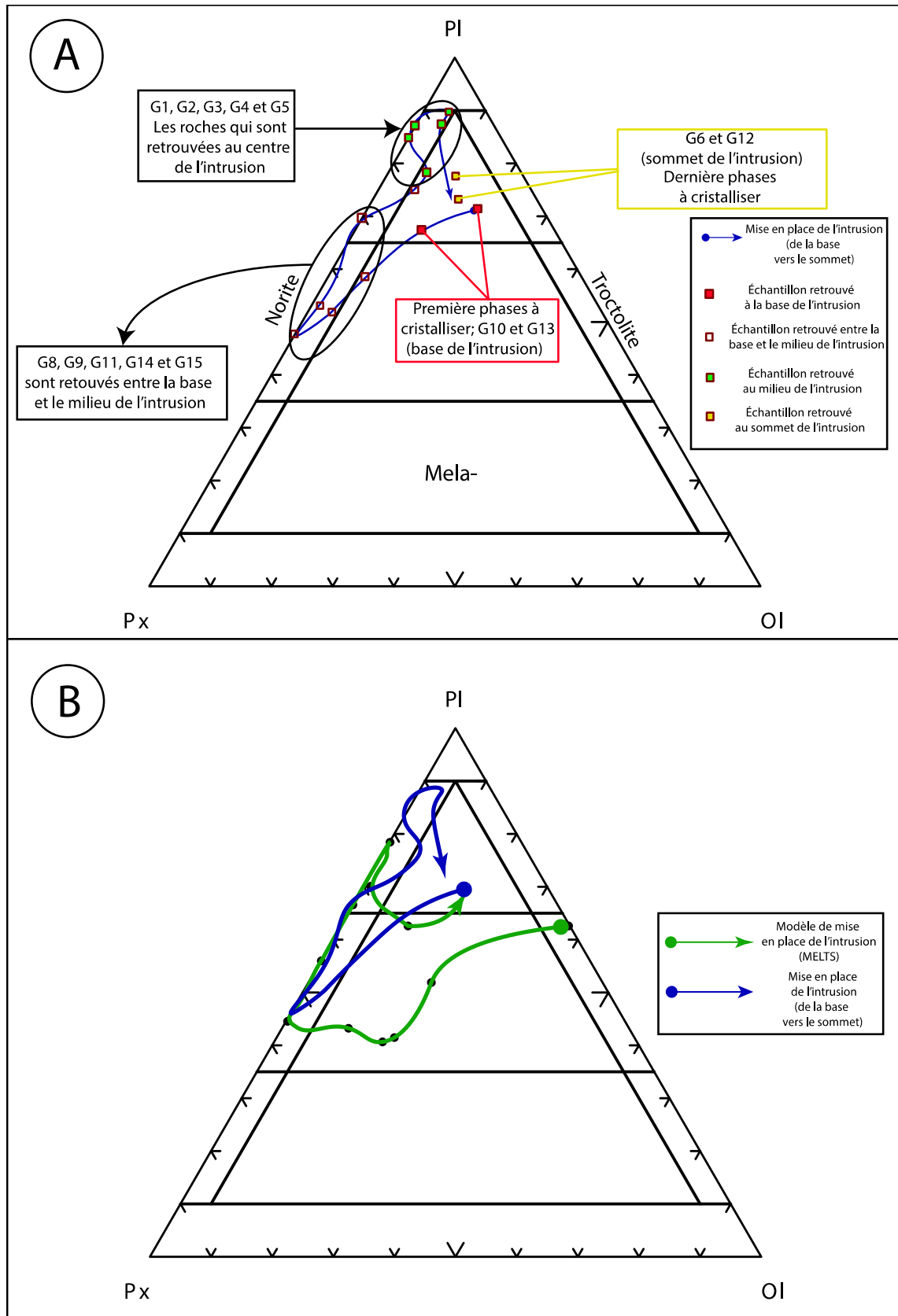


Figure 33 : Modèle de mise en place de l'intrusion de gabbro sur les diagrammes ternaires (PI-Px-OI)

L'unité de pyroxénite est située à la base de l'intrusion de gabbro. Les roches qui composent cette unité sont des webstérites dont les phases minérales sont essentiellement des pyroxènes et du plagioclase. Les Mg# (72 à 73,9) des échantillons prélevés dans cette unité sont relativement faibles pour des roches de composition ultramafique. Cette observation permet de déduire que la pyroxénite s'est formée à partir d'une source fractionnée différente de celle qui a donné naissance à l'intrusion de gabbro. Le modèle généré par Rhyolite-MELTS sur la base d'un liquide mantellique primitif ainsi que les observations pétrologiques sont des preuves que l'intrusion de gabbro et l'unité de pyroxénite sont de sources différentes.

Suivant ce raisonnement, il y a eu d'abord la mise en place de la pyroxénite grâce à l'injection d'un liquide ultramafique fractionné dans la croûte continentale. Par la suite, il y a eu l'injection d'un liquide mafique primitif qui a donné naissance à l'intrusion de gabbro. La carte géologique (Fig. 31) suggère que l'intrusion de gabbro est retrouvée à la base de la pyroxénite et que de la pyroxénite est retrouvée au sommet de l'intrusion gabbro. Ces parties de la carte sont fondées sur le travail de cartographie du MERN réalisé en 2015 dans le cadre du projet Assinica et aucun échantillon de ces zones n'a été traité dans le cadre du projet. Raison pour laquelle les contacts entre ces différentes lithologies sont marqués en tiret et non en ligne pleine.

La figure 34 est une illustration de la formation des intrusions mafiques et ultramafiques situées dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié. La première injection magmatique a donné naissance à une intrusion de gabbro après (peut-être) la cristallisation d'un liquide basaltique primitif dans la croûte continentale. Il s'en est suivi d'un deuxième épisode d'injection magmatique d'un liquide ultramafique fractionné qui a produit la pyroxénite. Par la suite, un troisième épisode d'injection d'un autre liquide de source mantellique primitive a permis le développement de l'intrusion de gabbro. Finalement, un dernier épisode d'injection d'un liquide fractionné a créé la pyroxénite qui est retrouvée au sommet de la stratigraphie.

Le modèle de formation des intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboullié décrites dans les lignes précédentes est très similaire aux très connues intrusions litées mafique-ultramafique observées un peu partout dans le monde (Stillwater, Musko). Les intrusions litées cristallisent de façon prédominante à partir d'un magma basaltique et ils forment des filons couches de roches ignées plutoniques qui montrent un litage prédominant (Irvine, 1982). Ce sont des cumulats formés par l'accumulation de cristaux et ils sont en conséquence des roches de références pour étudier la cristallisation fractionnée d'un magma. Donc les intrusions

litées ont un rôle important, car ils permettent d'illustrer la diversité compositionnelle d'un magma et ils sont le lien critique permettant de retracer l'évolution d'un magma basaltique commençant lors de la fusion partielle du manteau, à la différenciation dans la croûte jusqu'à l'éruption. Comme mentionné par Cawthorn et al. (2005), ces intrusions sont des composantes intégrales de croûte continentale à travers l'histoire géologique et certains d'entre eux contiennent des dépôts économiques de classe mondiale de Ni-Cu, chrome, EGP, et Vanadium.

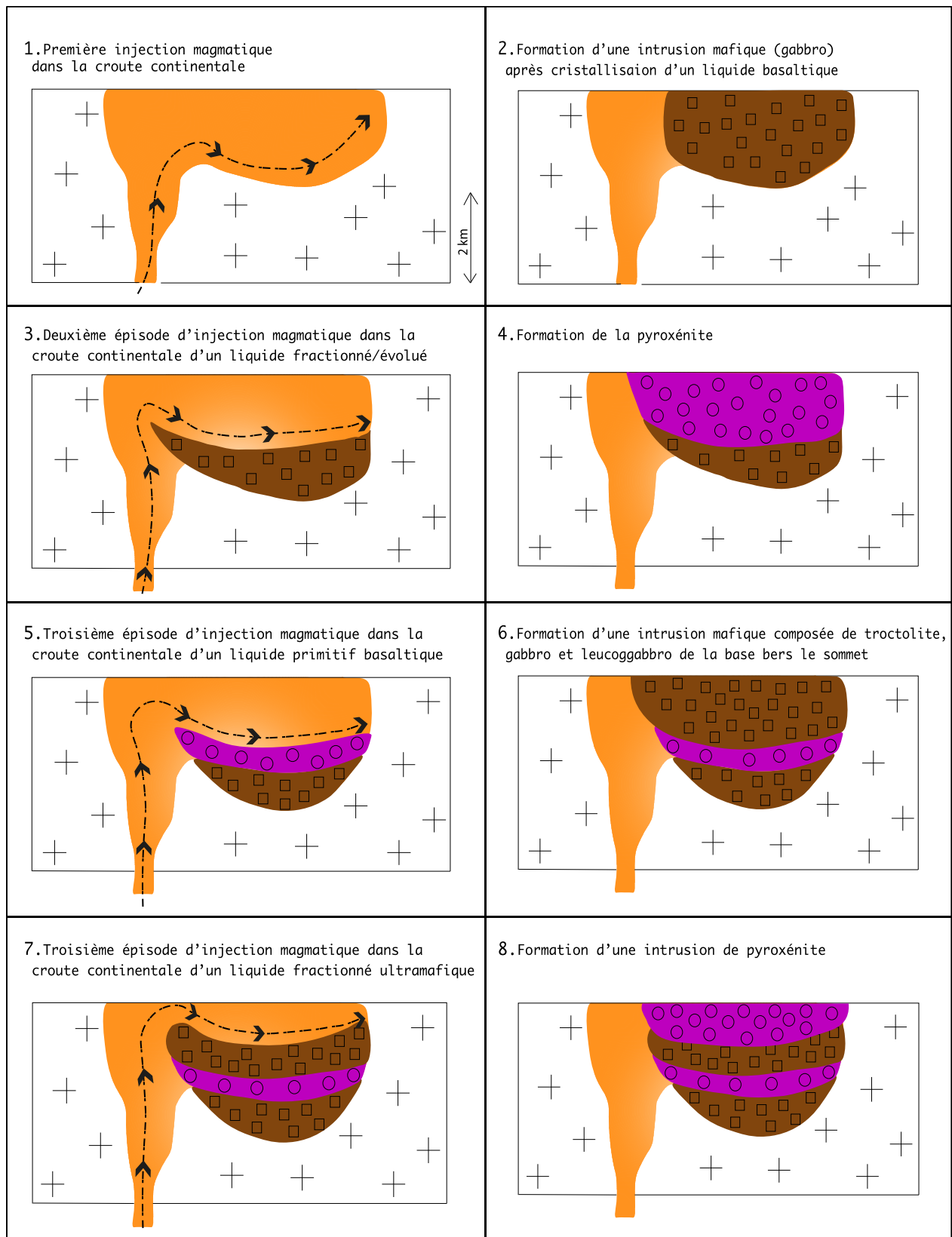


Figure 34 : Modèle de formation des intrusions mafiques et ultramafiques dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié.

7. Potentiel économique

7.1 Potentiel économique des komatiites

La concentration de Ni des komatiites montre une relation à tendance linéaire selon une pente positive avec le contenu en MgO (Fig. 35). Donc, le Ni est compatible. La forme de la courbe de tendance du Ni vs MgO est inattendue dans la mesure où les komatiites cristallisent de l'olivine, une première phase minérale où le Ni est hautement compatible, ce qui devrait causer une perte rapide de la concentration en Ni dans le liquide évolué et donc entraîné une relation exponentielle entre le Ni et MgO. Mais, comme montré par Smith et al. (1980) le coefficient de partage du Ni varie avec la contenu en MgO du liquide. Celui-ci étant faible dans les komatiites et haut dans les basaltes (Hart and Davis, 1978; Kinzler et al., 1990).

Tout comme le Ni, le Cr, qui montre une pente positive par rapport à la concentration en MgO, est compatible (Fig. 35). Le chrome est majoritairement contenu dans deux minéraux; il est moyennement compatible dans l'olivine avec un coefficient de partage de 0,3 et il représente une composante majeure des chromites. Murck et Campbell (1986) ont montré expérimentalement que durant la formation des komatiites, l'olivine cristallise seule avant d'être rejointe par la chromite quand la concentration en MgO du liquide est inférieure à 25%. Donc la variation de Cr par rapport au MgO pourrait s'expliquer par la cristallisation progressive d'olivine et peut-être de celle de la chromite.

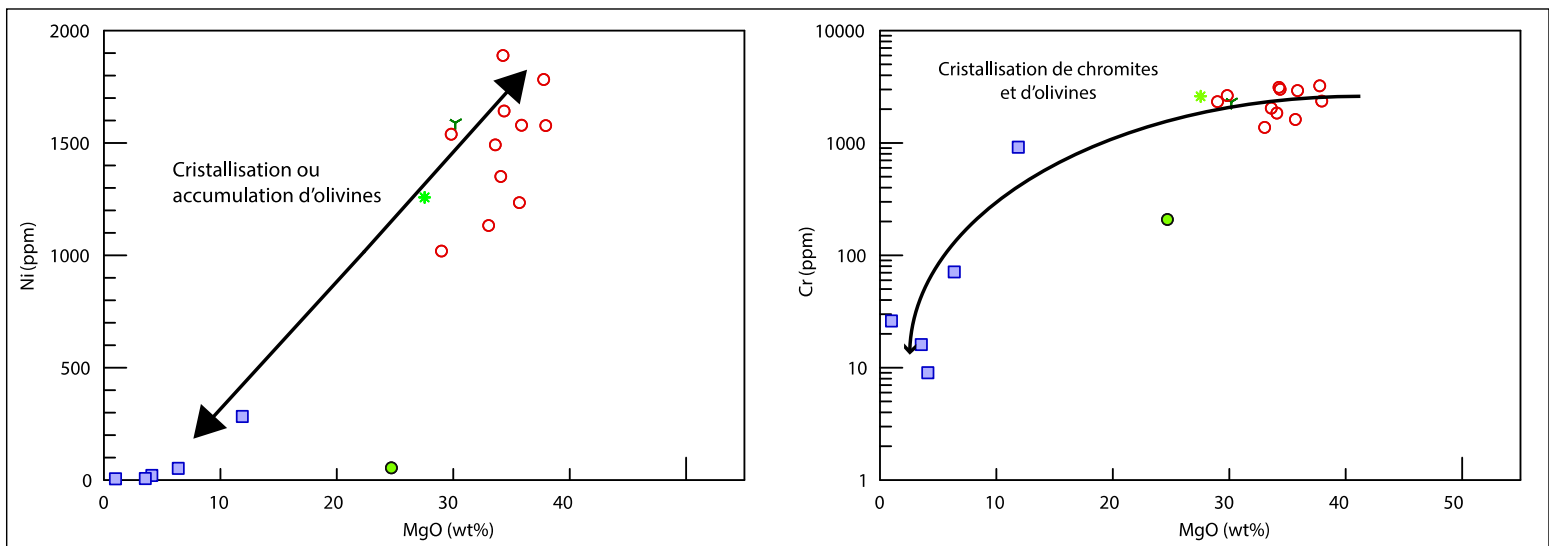


Figure 35 : Ni vs MgO et Cr vs MgO. Les deux graphiques montrent que ces éléments sont compatibles.

Cette analyse est corroborée par la figure 36 où il y a corrélation claire entre la proportion modale d'olivine et la concentration en Cr. La concentration en Cr augmente avec contenu en olivine. La même remarque peut-être faite pour le Ni (contrôlé par l'olivine) qui montre une courbe de tendance linéaire. Ces observations, associées à l'absence de chromite lors de l'étude pétrographique suggèrent que la chromite n'a pas cristallisé dans les échantillons de roches étudiées et que le chrome est exclusivement contrôlé par l'olivine dans ces komatiites.

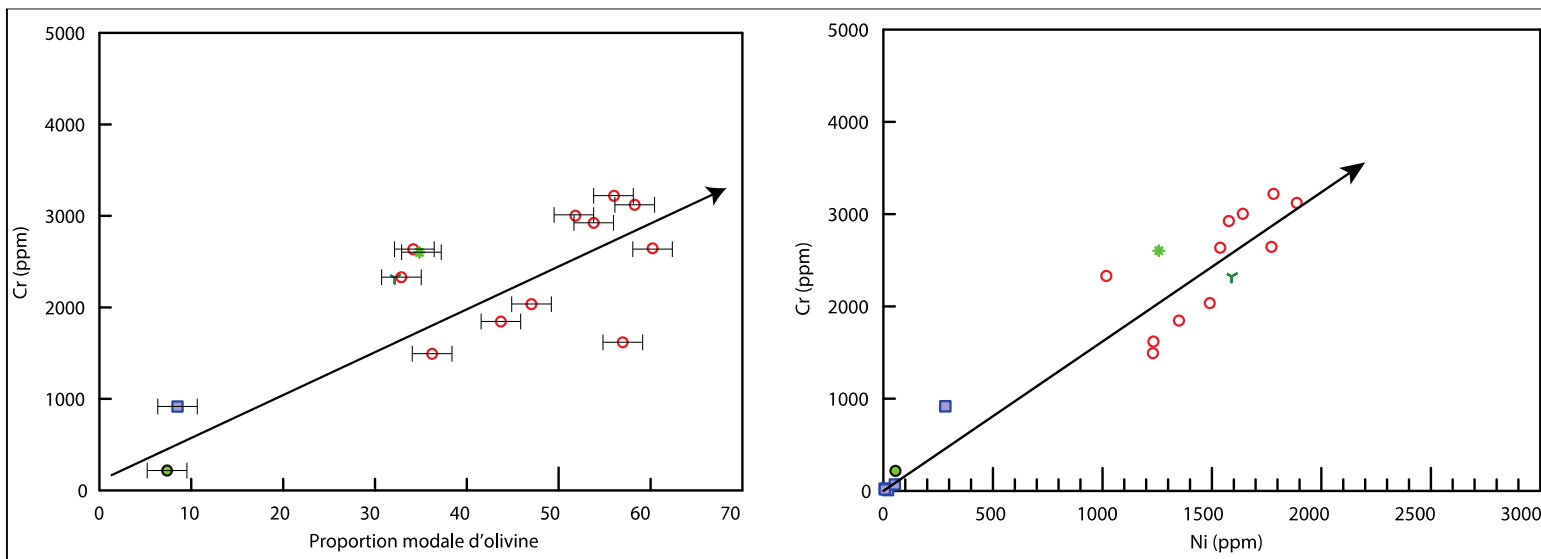


Figure 36 : Cr vs Olivine et Cr vs Ni. Les deux graphiques montrent des pentes positives avec une courbe de tendance linéaire.

Quand le taux de fusion est bas, les sulfures sont retenus dans la partie résiduelle et le contenu en EGP dans le magma silicaté est en conséquence faible. Les éléments les plus incompatibles PPGE (Pt, Pd et Rh) sont enrichis relativement aux éléments les plus compatibles IPGE (Ru, Ir et Os). Par contre quand le taux de fusion est élevé, les sulfures sont éliminés de la source et le contenu en EGP du magma silicaté sera en conséquence plus élevé. Dans ces conditions, la concentration relative des deux groupes d'éléments (PPGE et IPGE) est similaire à la concentration retrouvée à la source.

La figure 37 montre la médiane (en trait rouge plein), de même que les maximums et minimums des EGP, Ni, Cu et Au des komatiites normalisées au manteau primitif. Les concentrations en EGP sont très proches des valeurs mantelliques (élevées) et relativement non fractionnées. Cette configuration indique que ces roches sont le produit d'un magma qui s'est formée selon un taux de fusion partielle élevée dans des conditions qui ont permis à tout les

sulfures de se dissoudre dans le magma (Naldrett and Barnes, 1986; Arndt et al., 2004). Cette configuration indique aussi que les roches analysées n'ont pas atteint la saturation en sulfure et que le potentiel économique du secteur est par conséquent faible.

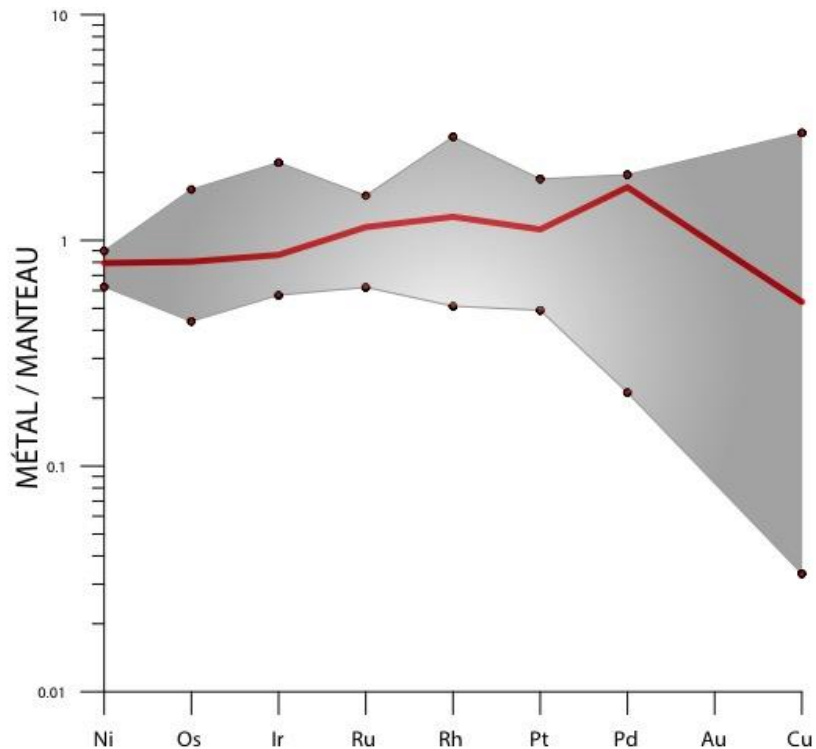


Figure 37 : Normalisation au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995) des EGP, Ni, Cu et Au.

Les rapports interéléments Ni/Cu, Pd/Ir, Pd/Pt, Ni/EGP et Cu/EGP permettent d'élucider en partie l'évolution pétrographique d'une roche ignée (Barnes et al., 1990). Pour comprendre comment utiliser ces rapports, il faut d'abord analyser les facteurs affectant la distribution des EGP. Comme décrit par Barnes et al. (1995), la seule phase contrôlant le Cu, le Pd et le Pt durant la fusion partielle est celle de l'action des sulfures. Par conséquent, si tout les sulfures se dissolvent dans le magma et que tout le Cu, le Pt et le Pd y sont libérés, les rapports interéléments devraient être similaire à ceux du manteau, c'est à dire de 6×10^3 pour le ratio Cu/Pd et de 3×10^3 pour le ratio Cu/Pt. Si les sulfures sont retenus dans le manteau ou s'ils se séparent du magma silicaté durant sa montée, le Pt et le Pd seront balayés du magma silicaté plus efficacement que le Cu et les rapports Cu/Pd et Cu/Pt du magma seront alors plus élevée.

La figure 38A permet de voir que les komatiites montrent généralement une valeur constante de Pd (compris entre 8 et 10) qui est proche d'une valeur mantellique. Le rapport Cu/Pd varie grandement (pouvant changer de deux ordres de grandeur). Parmi les échantillons de roches analysées, trois se retrouvent dans le champ des magmas fertiles/valeur mantellique dont DT-5525, trois se retrouvent dans le champ des roches appauvries et quatre se retrouvent dans le champ des roches enrichies. La grande variation du rapport Cu/Pd s'explique par le fait que le Cu est un élément assez mobile et que ce rapport est sensible à l'altération hydrothermale.

La figure 38B met en évidence les rapports Pd/Ir vs Ni/Cu. Contrairement au rapport Cu/Pd vs Pd, cette figure peut servir à comprendre l'histoire pétrogénétique de la roche. Quatre des échantillons analysés dont DT-5525 tombent dans le champ des komatiites et deux autres dans le champ du manteau. Deux des échantillons ne tombent dans aucun champ. Cela pourrait s'expliquer par l'accumulation d'olivine dans ces roches d'où la concentration élevée en Ni. Les valeurs Pd/Ir sont relativement constantes pour tout les échantillons confirmant un non fractionnement des EGP et donc une dissolution totale des sulfures dans le magma. Le tableau 21 montre la composition en EGP des komatiites.

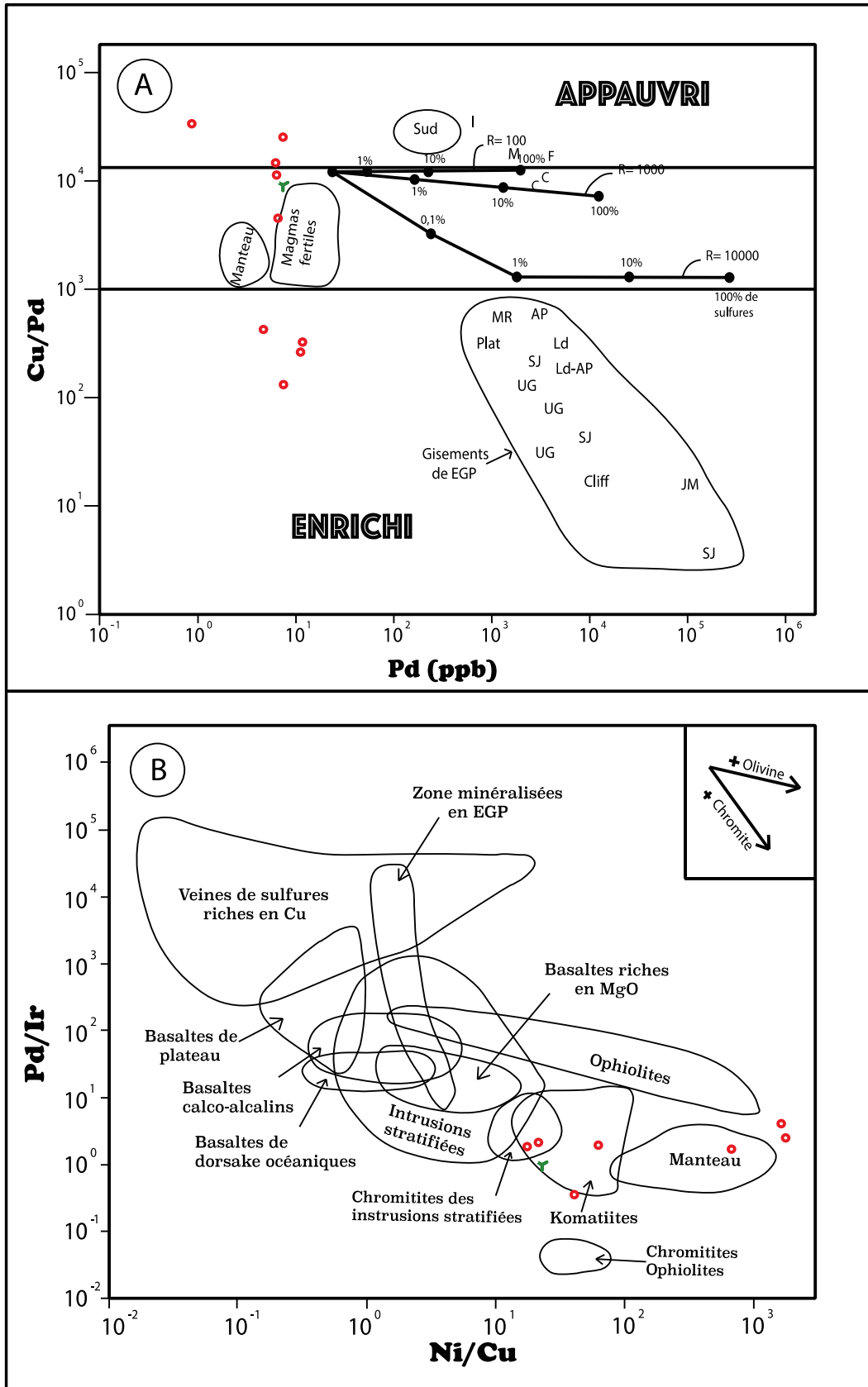


Figure 38 : Graphiques de Cu/Pd vs Pd et Ni/Pd vs Cu/Ir pour diverses roches mafiques et ultramafiques

Tableau 21 : Concentration des EGP dans les komatiïtes.

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Komatiïte
Nom	DT-5501	DT-5502	YD-2141	DT-5525	DT-5526	DT-5526	DT-5527	DT-5528	Kom
Ru (ppb)	6,57	6,21	3,92	5,31	7,93	6,27	4,58	3,14	4,70
Rh (ppb)	1,23	1,27	0,68	1,21	2,75	1,33	1,14	0,50	1,30
Pd (ppb)	7,64	7,88	4,76	6,32	7,52	6,72	6,04	0,86	10,30
Os (ppb)	3,60	1,50	1,86	2,88	5,75	3,50	2,51	2,64	1,80
Ir (ppb)	3,09	1,95	2,83	3,44	7,57	3,51	2,85	2,43	1,60
Pt (ppb)	8,38	8,71	3,75	7,42	13,17	8,20	9,95	3,47	9,80
S (ppm)	145,88	441,61	207,66	1692,66	1618,08	867,2	925,89	220,67	740

Source : Les valeurs de l'échantillon komatiïte sont tirées de Crocket (2002), Maeir et al. (2003a, b) et Ardnt et al. (2005).

7.2 Potentiel économique de l'intrusion de gabbro

7.2.1 Composition de la fraction sulfurée (100% sulfures)

Pour recalculer les données analytiques à 100% de sulfures, nous avons supposé que les sulfures consistent essentiellement en pyrrhotite, pentlandite et chalcopirite. La méthode de calcul de la composition des sulfures est tirée de Barnes et Francis (1995). La concentration d'un élément dans la fraction sulfurée de la roche (C_s ; 100% sulfures) est égal à concentration de l'élément dans la roche riche en sulfures (C_r) divisée par la fraction de sulfures présents (W) :

$$C_s = (C_r \times 100)/W \quad (1)$$

La concentration d'un élément dans les roches dépourvues ou très pauvre en sulfures (C_p) doit être retiré de C_r pour permettre une distribution à 100% sulfures :

$$C_s = 100(C_r - C_p)/W \quad (2)$$

La fraction de sulfures présents est égale à la somme de S, Cu, Ni et Fe dans les sulfures divisées par 100 :

$$W = [(S_r - S_p) + (Cu_r - Cu_p) + (Ni_r - Ni_p) + Fe_s]/100 \quad (3)$$

La teneur en Fe dans les sulfures (Fe_s) a été calculée en supposant que les sulfures sont composés de pentlandite (pn), de chalcopirite (cp) et de pyrrhotite (po) et qu'ils ont des compositions similaires aux données obtenues à la microsonde.

$$Fe_s = Fe_{pn} + Fe_{cp} + Fe_{po} \quad (4)$$

La teneur en pentlandite est contrôlée par la teneur en Ni présent, en supposant que la pentlandite a comme formule $Fe_4Ni_5S_8$ (d'après les analyses à la microsonde) alors :

$$\text{moles } Fe_{pn} = \frac{4}{5} \text{ moles } Ni = \frac{4}{5} \text{ wt\% } Ni / \text{proportion molaire de } Ni$$

$$\text{Wt\% } Fe_{pn} = \frac{4}{5} [(Ni_r - Ni_p)/58,7] \times \text{proportion molaire } Fe$$

$$\text{Wt\% } Fe_{pn} = \frac{4}{5} [(Ni_r - Ni_p)/58,7] \times 55,845 \quad (5)$$

La teneur en chalcopryrite est contrôlée par la quantité de Cu présent; en supposant que la formule de la chalcopryrite est $CuFeS_2$:

$$\text{moles } Fe_{cp} = \text{moles } Cu = \text{wt\% } Cu / \text{proportion molaire de } Cu$$

$$\text{Wt\% } Fe_{cp} = [(Cu_r - Cu_p)/63,546] \times \text{proportion molaire } Fe$$

$$\text{Wt\% } Fe_{cp} = [(Cu_r - Cu_p)/63,546] \times 55,845 \quad (6)$$

La teneur en pyrrhotite est contrôlée par la quantité de S restant (S_R) après la formation de la pentlandite et de la chalcopryrite; en supposant que la formule de la pyrrhotite est Fe_7S_8 alors :

$$\text{moles } Fe_{po} = \frac{7}{8} (\text{moles } S_R - \text{moles } S_{pn} - \text{moles } S_{cp})$$

$$\text{moles } Fe_{po} = \frac{7}{8} \left[\frac{\text{Wt\% } S}{\text{proportion molaire } S} - \frac{8 \text{ Wt\% } Ni}{5 \cdot 58,7} - \frac{2 \text{ Wt\% } Cu}{63,54} \right]$$

$$\text{moles } Fe_{po} = \frac{7}{8} \left[\frac{(S_r - S_p)}{32} - \frac{8(Ni_r - Ni_p)}{5 \cdot 58,7} - \frac{2(Cu_r - Cu_p)}{63,54} \right]$$

$$\text{Wt\% } Fe_{po} = 55,845 \times \frac{7}{8} \left[\frac{(S_r - S_p)}{32} - \frac{8(Ni_r - Ni_p)}{5 \cdot 58,7} - \frac{2(Cu_r - Cu_p)}{63,54} \right] \quad (7)$$

En substituant l'équation 5, 6 et 7 dans l'équation 4, le résultat devient :

$$Fe_s = 1,527 (S_r - S_p) - 0,5709 (Ni_r - Ni_p) - 0,659 (Cu_r - Cu_p) \quad (8)$$

En substituant l'équation 8 dans 3, le résultat devient :

$$W = 2,527 (S_r - S_p) + 0,4291(Ni_r - Ni_p) + 0,341 (Cu_r - Cu_p) \quad (9)$$

En substituant l'équation 9 dans 1, le résultat devient :

$$\boxed{C_s = (C_r \times 100) / [2,527 (S_r - S_p) + 0,4291(Ni_r - Ni_p) + 0,341 (Cu_r - Cu_p)]} \quad (10)$$

Dans la recherche académique, les études impliquant des échantillons pauvres en sulfures sont en soi complexe. D'après Kerr (2003), si ta teneur en soufre de la roche est inférieure à 1%, les corrections sur les métaux contenues dans les silicates et oxydes ne sont généralement pas

requis. En dessous de 1% S, la correction des teneurs ne serait pas raisonnable, à moins que les sulfures soient très riches en métaux où que la roche soit dépourvue de métaux. La teneur des métaux corrigés dans ces situations va probablement refléter les choix de correction selon les critères de l'auteur, plus que la vraie valeur. Pour cette raison et à cause des problèmes liés aux incertitudes analytiques, le traitement des données (<1% S) n'est généralement pas recommandé.

Donc, pour faciliter l'approche du calcul et avoir des résultats plus réaliste, on va considérer que le Ni, Cu et les EGP se trouvent exclusivement et totalement dans les sulfures. La formule 10 devient alors :

$$C_s = (C_r \times 100) / [2,527 (S_r) + 0,4291(Ni_r) + 0,341 (Cu_r)] \quad (11)$$

Tableau 22 : Composition en Ni-Cu-EGP de l'intrusion de gabbro dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié

Échantillon	Nom	Ni (%)	Cu (%)	S (wt%)	Co (ppm)	Os (ppb)	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)
B1	16-SG-3508-A	0,0158	0,0068	0,31	49	0,32	0,44	0,47	1,50	17,08	19,78
B2	16-DT-5548-A	0,0116	0,0013	0,75	45	0,10	0,13	0,10	1,12	14,10	14,93
G1	16-DT-5505-A	0,0077	0,0043	0,04	16	0,17	0,11	0,97	0,11	0,24	0,87
G2	16-DT-5505-B	0,0077	0,0041	0,01	11	0,10	0,15	0,57	0,25	0,26	0,65
G3	16-DT-5509-A1	0,0038	0,0034	0,02	8	<Lod	0,07	0,60	<Lod	1,66	0,81
G4	16-DT-5511-A	0,0127	0,0059	0,02	26	0,30	0,28	2,22	0,20	4,26	0,87
G5	16-DT-5512-A	0,0041	0,0034	0,01	11	0,08	0,18	0,82	0,46	6,40	1,46
G6	16-DT-5530-A	0,0175	0,0029	0,01	29	0,68	0,69	3,52	1,03	8,27	14,28
G7	16-DT-5532-A	0,0469	0,0304	0,77	45	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	8,46	25,08
G8	16-DT-5532-B	0,0271	0,0091	0,18	28	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	6,88	12,49
G9	16-DT-5540-A	0,0173	0,0193	0,02	45	<Lod	0,04	<Lod	0,24	1,88	24,81
G10	16-DT-5553-A	0,0391	0,0246	0,05	41	4,04	3,15	15,43	6,33	33,57	122,45
G11	16-DT-5554-A	0,0109	0,0342	0,16	45	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	4,25	21,08
G12	16-DT-5570-A	0,0092	0,0005	0,01	24	1,64	0,97	8,28	0,29	2,06	2,12
G13	16-DT-5576-A	0,0297	0,0571	0,17	37	<Lod	0,25	0,35	0,85	6,25	20,34
G14	15-SM-5164-A1	0,0347	0,198	0,21	48	0,61	0,12	<Lod	0,38	68,75	240,46
G15	15-RP-6138-A	0,127	0,245	0,85	68	0,62	2,03	1,67	8,64	40,73	208,8
Recalculat�on � 100% sulfures											
B1	16-SG-3508-A	1,98	0,85	39,12	6129	40	55	59	188	2137	2474
B2	16-DT-5548-A	0,61	0,07	39,46	2355	5	7	5	59	738	781
G1	16-DT-5505-A	6,73	3,76	37,92	13990	149	94	851	94	213	764
G2	16-DT-5505-B	19,97	10,63	34,75	28532	259	385	1476	645	667	1688
G3	16-DT-5509-A1	7,53	6,74	37,39	15850	<Lod	144	1190	<Lod	3292	1607
G4	16-DT-5511-A	19,53	9,07	35,03	39975	457	433	3421	313	6555	1343
G5	16-DT-5512-A	11,64	9,65	36,29	31228	233	505	2318	1315	18175	4133
G6	16-DT-5530-A	40,87	6,77	31,72	67735	1582	1607	8232	2411	19310	33362
G7	16-DT-5532-A	2,39	1,55	38,96	2291	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	430	1277
G8	16-DT-5532-B	5,88	1,98	38,31	6080	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	1494	2712
G9	16-DT-5540-A	31,99	35,68	29,33	83201	<Lod	68	<Lod	452	3470	45870
G10	16-DT-5553-A	24,20	15,23	33,41	25376	2498	1947	9547	3920	20777	75788
G11	16-DT-5554-A	2,60	8,16	38,03	10733	<Lod	<Lod	<Lod	<Lod	1014	5028
G12	16-DT-5570-A	28,29	1,54	34,56	73794	5032	2984	25453	902	6331	6526
G13	16-DT-5576-A	6,46	12,42	36,80	8049	<Lod	54	76	185	1359	4424
G14	15-SM-5164-A1	5,71	32,60	34,20	7903	101	19	<Lod	63	11319	39593
G15	15-RP-6138-A	5,56	10,73	37,18	2979	27	89	73	378	1785	9148

7.2.2 Modélisation numérique de la composition des sulfures en utilisant l'approche du recalculé à 100% sulfures

Campbell et Naldrett (1979) ont exprimé une relation qui permet de modéliser la composition des sulfures magmatiques en utilisant le fractionnement en équilibre selon l'équation :

$$C_S = C_L \times D(R + 1)/(R + D),$$

où C_S = concentration en métaux dans le liquide sulfuré, C_L = concentration en métaux dans le liquide silicaté, D = coefficient de partage et R (R -factor) = rapport de volume entre le liquide silicaté et sulfuré. La figure 35 est une illustration de cette relation et elle permet de comprendre qu'un R élevé reflète un volume de liquide silicaté important, et donc une interaction dynamique entre les gouttelettes de sulfures et les métaux d'intérêts. Donc plus le coefficient de partage (D) et le R sont élevés, plus il y a de chance d'avoir un dépôt enrichi en Ni-Cu-EGP.

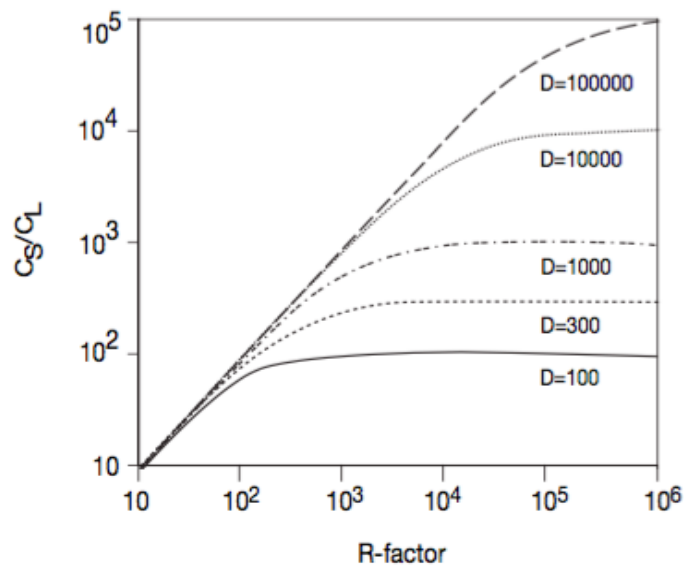


Figure 39: Enrichissement en métaux lors de la formation des sulfures en fonction du R -factor et du coefficient de partage des éléments. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005).

En considérant que l'intrusion de gabbro, qui contient les échantillons sulfurés et donc les anomalies en Ni-Cu-EGP, est comagmatique des basaltes tholeiitiques riches en MgO alors C_L devrait en occurrence être similaire pour les deux unités. Pour chaque élément en particulier, D devrait être similaire pour toutes les roches. De ce fait, la différence dans la teneur en métaux pour les échantillons collectés ne peut s'expliquer que par la variation du R -factor. Donc il serait

possible de modéliser numériquement la composition des sulfures de l'intrusion de gabbro à partir du liquide basaltique pauvre en soufre.

Cependant, cette pratique est difficile à réaliser pour deux raisons fondamentales. Hormis les échantillons G7 et G15, les autres échantillons ont des teneurs en S < 0,3%; essayer de recalculer à 100% sulfures avec des teneurs en S aussi faibles induit nécessairement à des aberrations dans l'estimation finale de la valeur des métaux. Le tableau 22 montre que la valeur des teneurs estimées pour le Ni et Cu sont souvent supérieures à 10%, ce qui est impossible au vu de la composition initiale du liquide. Les teneurs en Pt et Pd sont aussi très élevées pour la grande majorité des échantillons de l'intrusion mafique.

La deuxième raison qui ne permet pas une modélisation numérique raisonnable est la composition de la roche choisie pour estimer la concentration en métaux dans le liquide silicaté. L'échantillon B1 qui a été sélectionné pour réaliser la modélisation de l'intrusion mafique a aussi été choisi comme CL. Le problème est la concentration en métaux qui est un peu trop élevée (surtout pour les EGP) dans ce liquide (Tableau 22). Cette concentration élevée en métaux pourrait s'expliquer par la présence de sulfures dans la roche et les observations pétrographiques au microscope ont montré des sulfures (1%) dans la lame associée, ce qui veut dire qu'à ce stade le basalte a déjà atteint une saturation précoce en soufre générant en conséquence la cristallisation de sulfures. Cette déduction peut être confirmée en réalisant la modélisation numérique de la composition des sulfures du basalte.

Pour ce faire, il est important de définir la notion de solubilité des sulfures dans un magma. C'est un facteur essentiel qui permet de comprendre la formation de ce type de dépôt et les intrusions typiques associées à ce genre de minéralisation. Il a été introduit en tout premier lieu par Vogt (1917, 1923) avant d'être approfondi par plusieurs auteurs, dont Fincham et Richardson (1954), Shima et Naldrett (1954) ou encore Haughton et al. (1974). Ces derniers le définissent comme la quantité en soufre nécessaire pour atteindre la saturation en soufre (SCSS = "sulfur content at sulfide saturation").

Dans ces articles, Fincham et Richardson (1954), Haughton et al. (1974), les auteurs démontrent le rôle que jouent certains paramètres (température, pression, composition, fugacité des gaz) sur le contrôle de la solubilité des sulfures. Li et Ripley (2009), ont développé une équation empirique qui permet de prédire la quantité de soufre d'un magma mafique au moment

de la saturation en sulfure en fonction de la composition en élément majeur. La SCSS s'exprime sous la forme :

$$\ln X_s = 1,229 - 0,74 (10^4/T) - 0,021 (P) - 0,311 \ln X_{FeO} - 6,166X_{SiO_2} - 9,153X_{Na_2O} + K_2O - 1,914X_{MgO} + 6,594X_{FeO} \quad (1a)$$

Avec : X = La fraction molaire d'un élément, T = température en Kelvin, P = pression en Kb

La fugacité de l'oxygène et celle du soufre ne sont pas incluses dans l'équation (1a) parce que dans un magma mafique terrestre, la fugacité de l'oxygène contrôle la fugacité du soufre et la fugacité de l'oxygène est elle-même contrôlée par la concentration en fer (FeO) et la température. Donc en incluant FeO et la température dans l'équation, l'effet de la fugacité de l'oxygène et du soufre est automatiquement pris en compte.

Plus récemment, Fortin et al. (2015) ont sorti une nouvelle version de cette équation (1b) :

$$\ln S_{ppm} = 34,784 - 5772,3/T - 346,54P/T - 17,275X_{FeO} - 18,344 X_{TiO_2} - 20,378X_{CaO} - 25,499X_{SiO_2} - 20,393X_{H_2O} - 27,381X_{Al_2O_3} - 22,398X_{MgO} - 18,954X_{Na_2O} - 32,194X_{K_2O} \quad (1b)$$

En réalisant le calcul selon l'équation de Fortin et al. (2015) pour une température de 1146°C et une pression de 0,5kbars, la quantité de soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfures est de 1550ppm. Ce résultat permet de déduire le R-factor qui est dans ce cas de 234 en considérant que la quantité de soufre dans le liquide sulfuré est de 36,5%. Ce calcul réalisé selon la composition du basalte B1 permet (en principe) de prédire la composition des sulfures de la roche. Le tableau 23 montre la concentration des métaux dans le liquide sulfuré (Cs) selon différents coefficients de partage pour chaque élément avec un R-factor de 234. La comparaison entre ces résultats et les valeurs obtenues lors du calcul à 100% sulfure (B1 du Tableau 22) montre que le basalte a des teneurs en métaux plus élevés qu'attendus.

Tableau 23 : Modélisation de Cs selon un R-factor de 234

Métaux	C _L	D	R	C _s
Ni	0,02	600	234	2,53
Cu	0,01	1200	234	1,34
Os	0,32	2000	234	67,4
Ir	0,44	5000	234	98,9
Ru	0,47	20000	234	109

Rh	1,50	30000	234	350
Pt	17,00	80000	234	3991
Pd	20,00	80000	234	4695
Au	2,30	1000	234	438
Re	0,10	1000	234	19

Par contre, en abaissant le R-factor à 130 (la quantité de soufre nécessaire pour la saturation en sulfure serait dans ce cas de 3000ppm) les résultats de l'estimation de la concentration en métaux dans le liquide sulfuré devient très proche des valeurs trouvées lors du calcul à 100% sulfures. Le tableau 24 fait la comparaison entre les valeurs de modélisation numérique de B1 selon un fractionnement en équilibre avec un R-factor de 234 et 134, et la composition en métaux de B1 après le recalcul à 100% sulfures. La modélisation donne des résultats satisfaisants quand le R-factor est de 130, c'est à dire quand la SCSS est de 3000ppm au lieu de 1550ppm comme l'aurait proposé le calcul basé sur l'équation de Fortin et al. (2015).

Tableau 24 : Comparaison des valeurs en métaux entre les différents modèles

Échantillon	B1 (modélisation)	B1 (modélisation)	B1 (100% sulfures)
R-factor	234	130	
Ni	2,53	1,77	1,98
Cu	1,34	0,80	0,85
Os	67,4	39,1	40
Ir	99,0	55,8	55
Ru	109,4	60,7	59
Rh	350,5	194,2	188
Pt	3991,5	2206,4	2137
Pd	4695,9	2595,8	2474
Ssat (ppm)	0,155	0,3	

Une raison simple qui permettrait d'expliquer la différence de composition des sulfures, entre la modélisation numérique et la valeur réelle, est la contamination. L'effet de la contamination impacte directement la saturation en sulfure du magma. De nombreux auteurs (Eckstrand et al., 1989 ; Ripley et Alawi, 1988; Thériault et al., 1997 ; Lesher et Arndt, 1995) ont montré que la solubilité du soufre diminue quand il y a contamination par du matériel crustal (généralement des sédiments). La roche B1, comme les autres échantillons, aurait été contaminée, ce qui a induit une saturation précoce en sulfure et donc une concentration élevée en métaux.

7.2.3 Contamination (évidence géochimique)

La contamination est le processus par lequel les roches de la croûte sont assimilées dans le magma. Elle se fait lors de l'ascension du magma à travers la croûte. Cette contamination sera d'autant plus évidente que la composition de la roche incorporée est différente de celle du liquide. L'étude de terrain a déjà permis d'illustrer la présence d'enclaves/xénolites de composition felsique dans l'intrusion mafique. Le but de cette section est de montrer par l'intermédiaire de la géochimie que les roches de l'intrusion de gabbro de la portion SO ont subi de la contamination.

Le figure 36a Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982) permet de classifier les types de roches selon la série magmatique associée et l'environnement de formation. Ce diagramme montre que la majorité des échantillons de l'unité de basalte riche en MgO et de l'intrusion de gabbro se trouve dans le champ des tholeiites, mais une partie des échantillons se retrouve dans le champ calco-alcalin. Le diagramme montre aussi que le vecteur de la contamination crustale pourrait expliquer la position de certains échantillons dans le champ calco-alcalin. En l'absence de contamination, ces roches coïncideraient avec une série tholéiitique dans un environnement de type MORB.

Le diagramme ternaire Hf/3 vs Th vs Ta (Fig. 36b) permet de classifier les échantillons de basalte selon l'environnement de formation et le type de roche. Les échantillons de basalte riche en MgO se classent dans le champ des basaltes calco-alcalins d'île en arc. Cette classification pourrait s'expliquer par la contamination crustale qui crée un appauvrissement en Ta et un enrichissement en Th. En enlevant les effets de la contamination, ces roches se situeraient dans le champ des MORB.

Les figures 36a et b montrent qu'une partie des roches tombent dans le champ des basaltes calco-alcalin. Ces observations réalisées sur les éléments en traces sont contradictoires des observations sur les éléments majeurs qui illustrent sans aucun doute que les basaltes riches en MgO sont tholéiitiques. Les anomalies qui poussent les échantillons vers le domaine calco-alcalin pourraient dans certains cas être causées par un certain degré d'altération et/ou par l'assimilation des roches de la croûte. La contamination crustale associée à l'altération a sûrement un effet sur la teneur en Hf, Th et Ta, et par conséquent sur la position des échantillons dans les diagrammes Hf vs Th vs Ta et Th/Yb vs Ta/Yb.

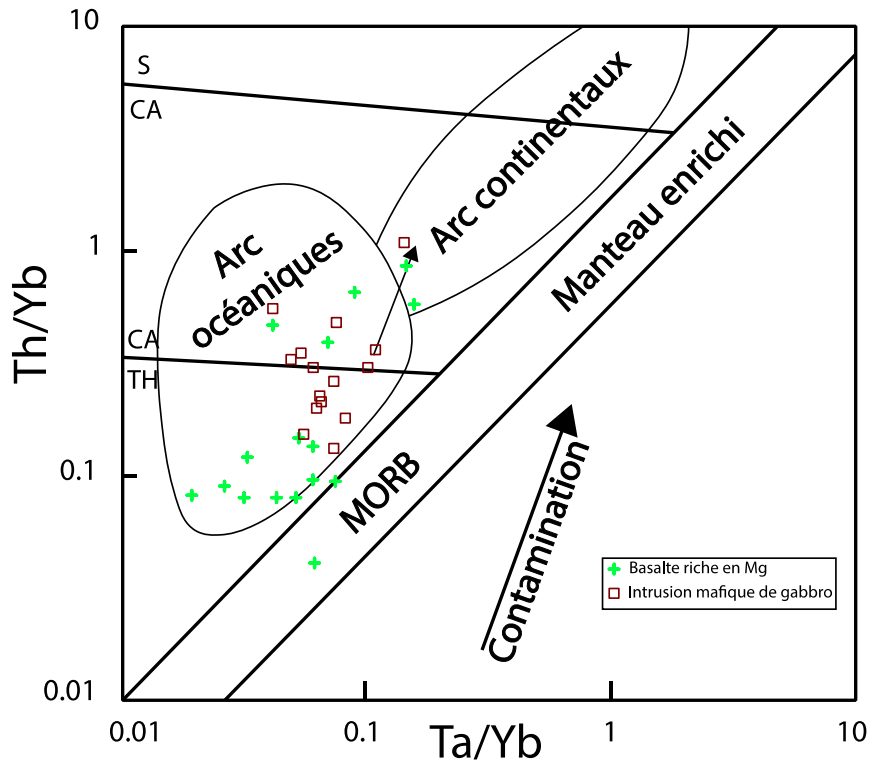


Figure 40a : Th/Yb vs Ta/Yb pour les basaltes riches en MgO et les roches de l'intrusion de gabbro. Tiré de Pearce (1982).

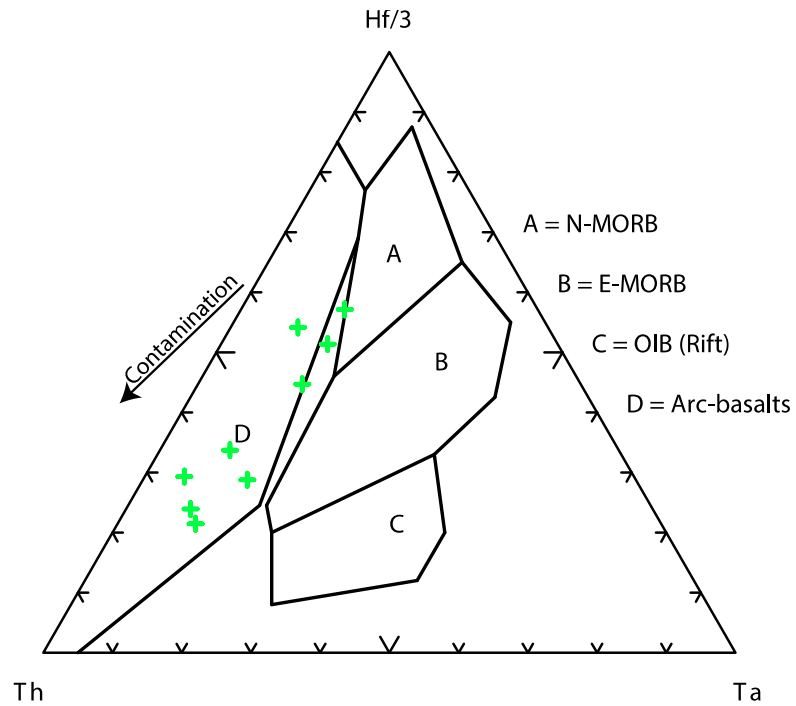


Figure 36b: Diagramme ternaire (Hf vs Th vs Ta) montrant la position des échantillons de basalte riche en MgO dans le champ des basaltes de marge continentale active. La position de ces échantillons est probablement le résultat de la contamination comme indiqué par le vecteur. Tiré de Wood (1980)

La figure 37A illustre le profil en terres rares des basaltes tholeiitiques riches en MgO. Ils montrent un profil plat, donc tholéiitique de 8 à 10 fois la valeur chondritique. Le diagramme montre un très léger enrichissement en ETRI symbolisé par un rapport La/Yb moyennant 1,2. La figure 37B représente le diagramme multiélément de ces basaltes qui montre des profils généralement plats tournant autour de 3 à 5 fois la valeur du manteau primitif. La tendance générale des courbes montre des anomalies plus ou moins importantes en P, Sr, K, Ta, Nb, U, Th, Ba, Rb, Cs.

Cette observation est plus marquée sur la figure 37C qui représente la moyenne des échantillons de basalte riche en MgO et où les anomalies sont clairement mises en évidence. Ce diagramme montre que l'échantillon moyen de basalte riche en MgO a 4 fois la valeur du manteau primitif pour tout les éléments sauf pour le P, Sr, K, Ta, Nb, U, Th, Ba, Rb, Cs. Peut-on expliquer ces observations par l'altération ou la contamination ou encore par l'effet combiné des deux ? Voilà une question à laquelle nous allons essayer de répondre les lignes qui suivent.

L'altération peut modifier fortement la composition des roches et il est parfois difficile d'en distinguer les effets de ceux de la contamination. Pour mobiliser un élément, il faut que celui-ci soit disponible et qu'il soit soluble. La meilleure façon de déterminer la solubilité d'un élément est de regarder sa charge et son rayon ionique. Plus la charge est petite, plus l'élément est mobile et plus le rayon ionique est grand plus l'élément est mobile. En se fiant à cet argument, le diagramme relationnel entre le rayon ionique et la charge permet de distinguer les éléments traces mobiles et incompatibles qui sont les "LILE" (large ion lithophile élément). Ces éléments sont K, Rb, Cs, Sr, et Ba. Il est donc possible d'expliquer les anomalies positives observées pour K, Rb, Cs, Sr, et Ba par l'intermédiaire de l'altération vu qu'il s'agit d'éléments qui sont très mobiles.

Par contre, il est difficile d'expliquer les anomalies observées pour le P, Ta, Nb, U et Th par l'intermédiaire de l'altération. En effet, ces éléments connus sous le groupe de "HFSE" (heavy field strength élément) possèdent un rayon ionique moyen et une charge élevée, ce qui les rend immobiles. Pour justifier les anomalies observées, une solution serait l'assimilation par le magma d'une roche de source différente (pauvre en P, Nb, Ta, Th), soit la contamination.

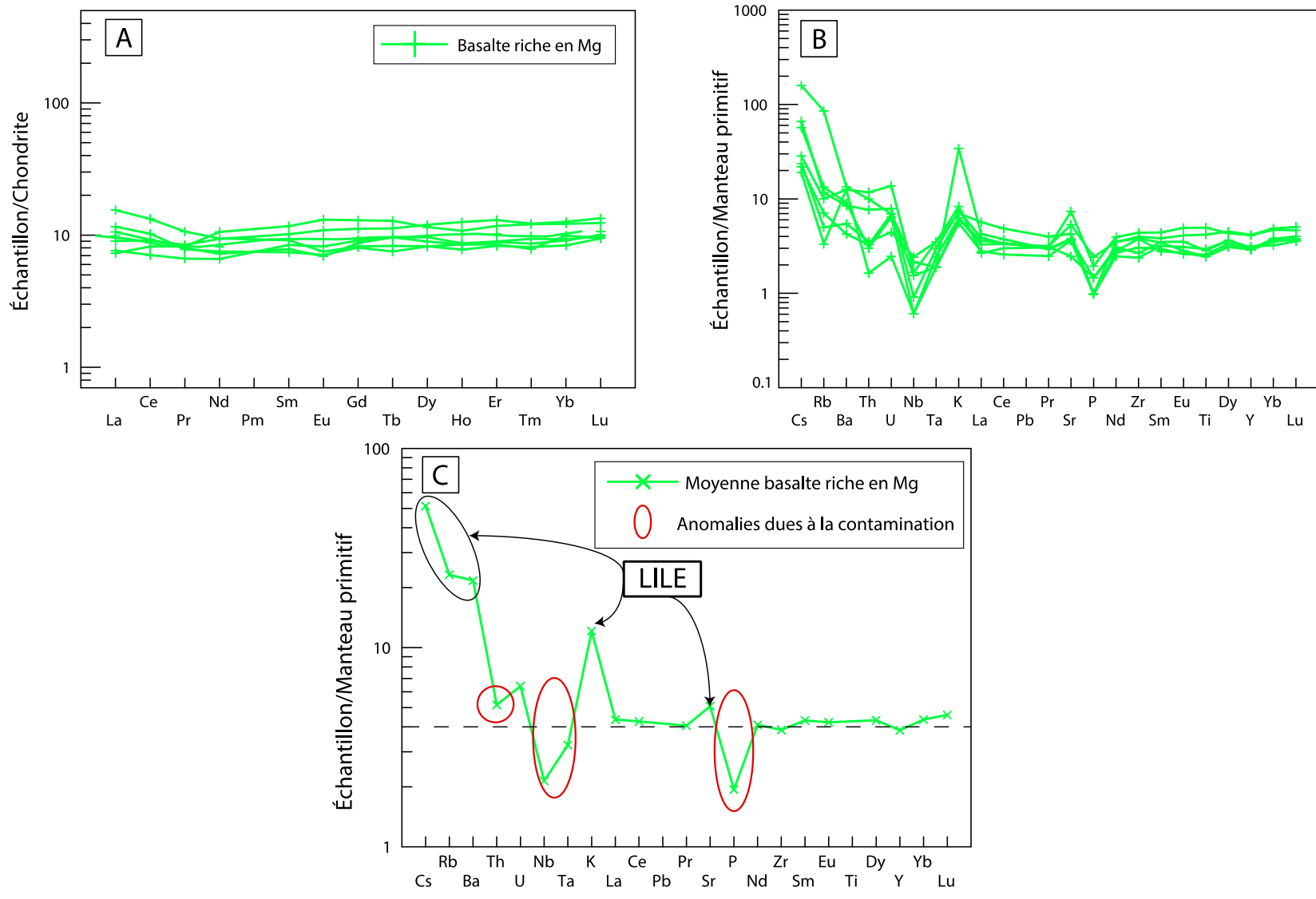


Figure 41 : Diagramme d'élément en terres rares et multiéléments pour l'unité de basalte riche en MgO.

Le Pluton du Lac Rodayer, qui est au contact sud-est de la ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboullié, a été nommé par Sawyer et Benn (1992) pour décrire une large masse intrusive composite qui forme la partie nord-ouest de la Sous-province d'Opatoca, et qui s'étend sur 40 km x 65 km. D'après Bandyayera et Daouidene (2017), l'âge minimal de cristallisation de l'ensemble des roches du Pluton du Lac Rodayer est estimé à 2823 Ma, à partir de la datation des zircons dépourvus de noyaux. Le Pluton du Lac Rodayer est formé d'un assemblage de plusieurs unités intrusives felsiques: 1) une unité de diorite et diorite quartzifère (*Arod1*); 2) une unité de tonalite foliée et hématitisée (*Arod2*); 3) un assemblage de tonalite et diorite quartzifère foliées (*Arod3*); et 4) une unité de tonalite foliée, hématitisée et fortement magnétique (*Arod4*). Est-ce que ces vieilles roches composants le Pluton du Lac Rodayer pourrait représenter le contaminant.

Dans l'objectif de montrer qu'AROD est le contaminant qui explique les profils en terres rares des basaltes riches en MgO, il faut une évidence géochimique indiquant qu'il y a eu de l'assimilation. Pour ce faire, un mixage total ou partiel entre le magma et l'encaissant (xénolite) est nécessaire. En supposant que les basaltes riches en MgO sont déjà contaminés, il est difficile de faire une modélisation en utilisant ces roches. Raison pour laquelle, il faut trouver le même type de basalte (même environnement de formation) qui est non contaminé. Dans le cadre de cette expérience, une sélection d'échantillons provenant de plume mantellique moderne et ancienne, respectivement Ontong Java et Kostomuksha, devrait permettre d'avoir des résultats concluants.

Le tableau complet des éléments majeurs et traces pour Ontong Java, Kostomuksha et AROD est disponible en annexe C. Le tableau 25 est une synthèse des informations importantes pour comprendre la modélisation de l'assimilation. On y retrouve les moyennes d'AROD, d'Ontong Java et de Kostomuksha pour quelques métaux, les LILE, les HFSE et les ETR. La dernière colonne du tableau 25 nommée Mix_20 est le modèle créé en supposant que la concentration initiale du magma représente la moyenne combinée des roches d'Ontong Java et de Kostomuksha et qu'il y a eu 20% d'assimilation du contaminant lors du mixage du magma.

Tableau 25 : éléments traces de Ontong Java, Kostomuksha, et AROD

Échantillon	Contm	Ojm	kostm	Ojm+Kostm	Mlx_20
Nom	Moyenne contaminant (AROD)	Moyenne Ontong Java	Moyenne Kostomuksha	Moyenne Ontong Java + Kostomuksha	Assimilation de 20% d'AROD
Co	15,17	48,76	55,00	51,88	44,54
Cr	63,17	93,57	225,33	159,45	140,20
Cu	16,33	106,71		106,71	88,64
Ni	28,50	76,86	123,67	100,26	85,91
V	78,50	355,19	336,33	345,76	292,31
Ba	263,00	33,10		33,10	79,08
Cs	2,58	0,00		0,00	0,52
Sr	225,17	149,19	101,37	125,28	145,26
Rb	45,50	1,80	4,05	2,92	11,44
Hf	2,43	2,71		2,71	2,66
Nb	4,62	5,47	2,74	4,10	4,20
Sc	10,10	38,48	48,40	43,44	36,77
Ta	0,45	0,37		0,37	0,38
Y	12,85	26,86	26,90	26,88	24,07
Zr	102,83	89,76	60,98	75,37	80,86
La	16,20	5,32	2,86	4,09	6,51
Ce	31,52	14,40	8,37	11,39	15,41
Pr	3,43	2,14		2,14	2,39
Nd	12,57	10,89	7,34	9,11	9,80
Sm	2,49	3,34	2,60	2,97	2,87
Eu	0,84	1,18	0,91	1,05	1,01
Gd	2,39	4,28	3,66	3,97	3,65
Tb	0,40	0,77		0,77	0,69
Dy	2,30	4,76	4,55	4,65	4,18
Ho	0,46	1,02		1,02	0,91
Er	1,34	2,90	2,96	2,93	2,61
Tm	0,21	0,41		0,41	0,37
Yb	1,40	2,84	2,91	2,87	2,58
Lu	0,21	0,43		0,43	0,39
Th	3,57	0,54	0,23	0,38	1,02

Pour faire le calcul de la composition du magma mixé, un cas très simple a été utilisé, celui de la fusion partielle. Dans cette situation, $C_m = C_i(1-X) + C_aX$ (2) où

X = Pourcentage poids de la contamination

C_i = Concentration du magma initial

C_a = Concentration de l'assimilant

C_m = Concentration du magma mixé

Donc le degrés de contamination se calcule selon l'équation : $X = (C_m - C_i) / (C_a - C_i)$. Le résultat Mix_20 a été obtenu en utilisant l'équation 2 avec un pourcentage poids du contaminant évalué à 20%.

Les échantillons de Kostomuksha montrent un profil où les éléments sont 3 à 6 fois la valeur du manteau (Fig. 38A). Le P montre une très faible anomalie alors que le K et le Rb montre des anomalies plus prononcées. Les profils sont généralement assez plats, typique des tholeiites retrouvées dans les ceintures de roches verte archéennes. Le profil des roches d'Ontong Java montre relativement les mêmes caractéristiques que les roches de Kostomuksha sauf que les anomalies en K et Rb sont négatives au lieu d'être positive. La figure 38C est la moyenne de Kostomuksha et de Ontong Java montrant un profil plat de 5 à 6 fois la valeur du manteau. Le diagramme multiélément d'AROD (Fig. 38D) affiche un profil classique des roches retrouvées dans la croûte supérieure; à savoir des anomalies négatives très marquées en Nb, Ta et P, un enrichissement en ETRI par rapport au ETRL et des anomalies positives pour les LILE.

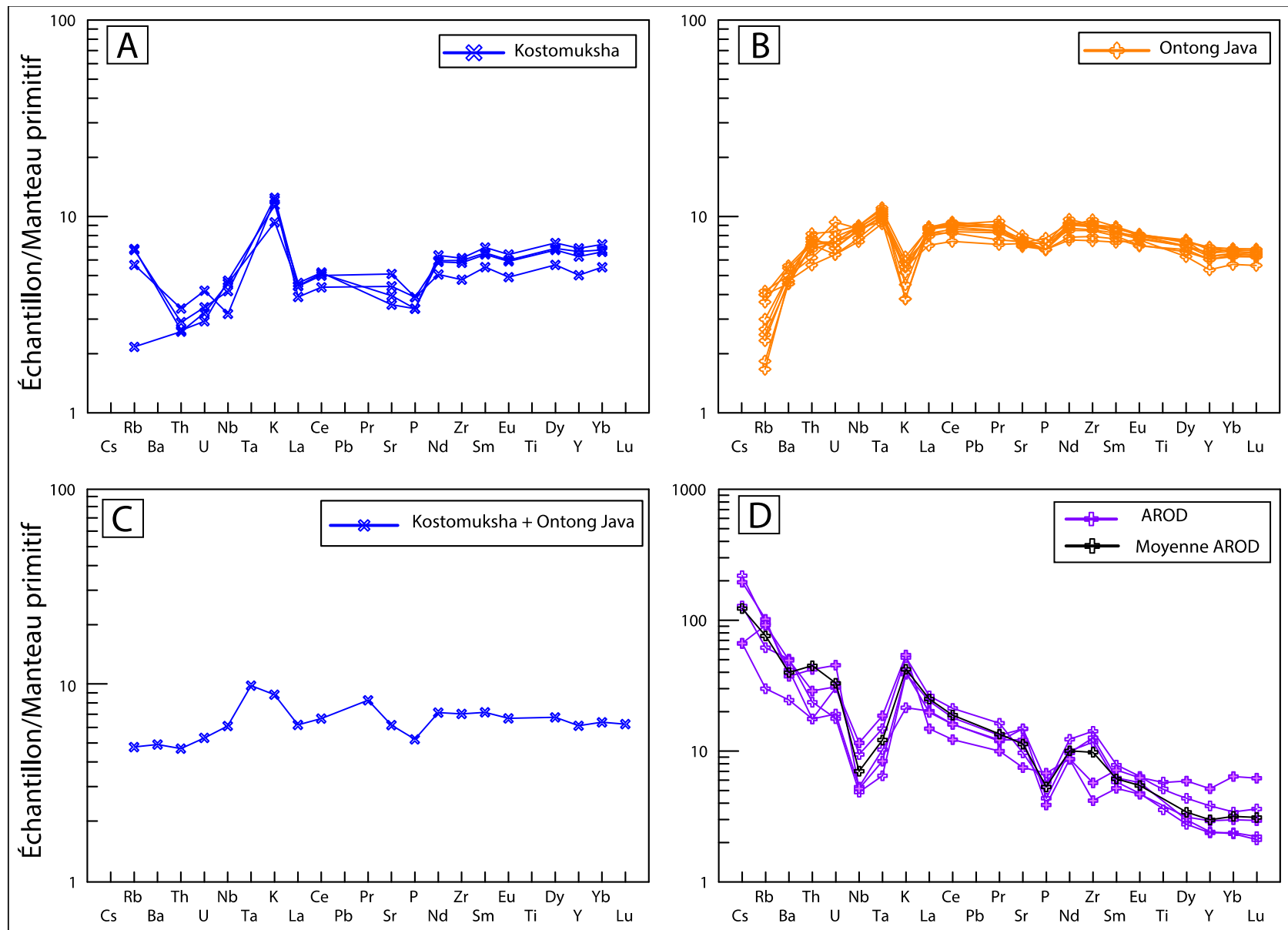


Figure 42 : Diagramme multiélément de Kostouksha, Ontong Java et AROD

La figure 39 est une superposition du profil de la moyenne des basaltes riches en MgO et du modèle Mix_20. Le patron est très similaire et montre typiquement les mêmes anomalies en P, Nb, Ta. La différence majeure est l'écart de valeurs entre le modèle et le basalte riche MgO. Tandis que le basalte riche en MgO a un profil qui a 3 fois la valeur du manteau, le profil du modèle a 7 fois la valeur de manteau. Cette différence pourrait s'expliquer par le contexte de mise en place de ces roches car le modèle prend en compte les basaltes d'Ontong java qui représente les volcaniques mafiques formées à partir des plumes mantelliques modernes et non archéennes. Les autres différences mineures notamment les LILE s'expliquent par l'effet de l'altération qui n'a pas été pris en compte pour réaliser le modèle.

La contamination a une emprise beaucoup plus importante que l'altération comme montré par le modèle de l'assimilation. Suivant ce raisonnement, il est fort probable que le basalte riche en MgO et par conséquent l'intrusion de gabbro de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié a subi de la contamination crustale. Cette hypothèse a déjà été confirmée par la présence de plusieurs xénolites felsique (évidences de terrain) et le volet géochimique vient rajouter un argument supplémentaire.

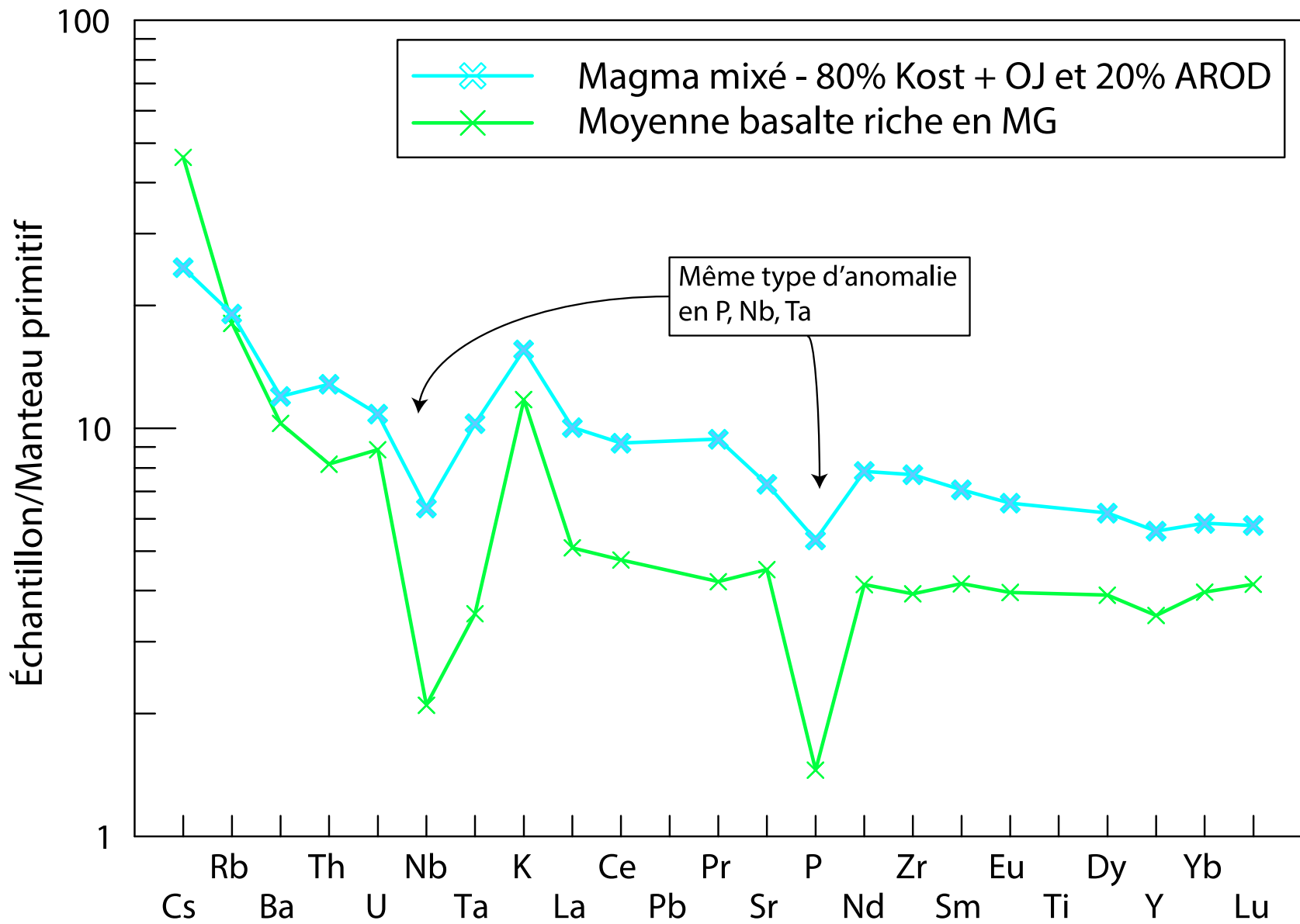


Figure 43 : Diagramme multiélément de la moyenne de basalte riche en MgO et du magma mixé.

8. Discussion

Les gisements historiquement connus pour leur exploitation en Ni-Cu-EGP (Sudbury, Noril'sk, Duluth, Jinchuan, Kambalda, Voisey's Bay, Lac des Iles, Alexo) 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. La genèse de gisements de Ni-Cu-EGP d'origine magmatique requiert des conditions de formation et de mise en place spécifique. Les chercheurs ont mis l'emphase sur des modèles magmatiques délimités en plusieurs étapes pour expliquer la formation d'un dépôt économique. Les intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboulié remplissent-elles les conditions mentionnées à ces étapes ? La réponse à cette question devrait nous aider à évaluer avec une meilleure précision le potentiel économique du secteur.

1. Nature de la source

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 et en conséquence le potentiel économique des roches résultantes. Plusieurs auteurs ont démontré l'importance du degré de fusion partielle 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. Un tel taux de fusion entraîne nécessairement la formation d'un magma primitif hautement magnésien.

Le magma de l'intrusion de gabbro est synvolcanique du basalte riche en MgO. Ce basalte a un Mg# moyen de 58. Les roches qui composent l'unité intrusive de gabbro montrent un Mg# moyennant 62,7. La composition de ces roches n'est pas en parfait équilibre avec une composition mantellique qui a un Mg# de 66, ce qui suggère que ces roches proviennent d'un magma mafique très faiblement fractionné. L'étude des lames minces des unités mafiques démontre l'absence d'olivines dans les phases présentes. Cependant le calcul de la norme CIPW

suggère que l'olivine devrait être présente dans plusieurs lames et que la nature primitive de ces roches est justifiée.

Les komatiites présentent un Mg# de 86,7 montrant que ces roches proviennent d'un magma ultramafique primitif très magnésien. La haute teneur en MgO associé à la présence de reliques d'olivines malgré un métamorphisme intense témoigne du caractère de ces komatiites. Sachant que d'après plusieurs auteurs (Ardnt, 2008; Wilson 2003), une komatiite ne peut être générée que par une plume mantellique alors l'environnement géodynamique de mise en place des unités mafiques et ultramafiques de la ceinture de Colomb-Chaboulié correspond au modèle idéal pour la formation de dépôt économique de Ni-Cu-EGP.

2. 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 ségrégués. 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 en conséquence pauvre en EGP et dans une moindre mesure en Ni et Cu. Ainsi, une zone d'extension crustale (rift) et/ou des zones de failles profondes comme le cas des zones de suture (Voisey's Bay, Ryan et al., 1995, et Naldrett et al., 1996) sont favorables à la mise en place d'un gisement magmatique.

Le modèle d'interprétation géodynamique de la mise en place des laves mafiques/ultramafiques et des intrusions mafiques/ultramafiques fondé sur la nature des magmas et l'étude des éléments traces suggère que ces unités se sont formées lors d'une ouverture tectonique. Ce type d'environnement est favorable à une remontée rapide du magma vers la surface. La région d'étude comporte deux zones de déformation importantes ; la ZCLC (zone de cisaillement du Lac Colomb) et la zone de cisaillement de la rivière Nottaway (ZCRN). Le plus important est la ZCLC qui matérialise la limite entre les sous-provinces du Nemiscau et celle de l'Opatca. Cette zone de cisaillement pourrait-être un conduit facilitant l'ascension du magma.

3. Contamination

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

Il y a une corrélation à faire entre la minéralisation et la présence de roches felsiques associées à l'intrusion mafique de gabbro. Ce matériel leucocrate, composé essentiellement de quartz et de plagioclase, apparaît sur les affleurements qui ont des anomalies en Ni-Cu-EGP sous la forme d'enclaves/xénolites. Ce matériel felsique pourrait alors être le contaminant qui a permis d'atteindre la saturation en sulfures des roches mafiques. Cette observation est en accord avec une étude réalisée par Li et Ripley (2005) qui a montré que la teneur en soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfure diminue quand la concentration du contaminant felsique ajouté augmente (Fig. 40).

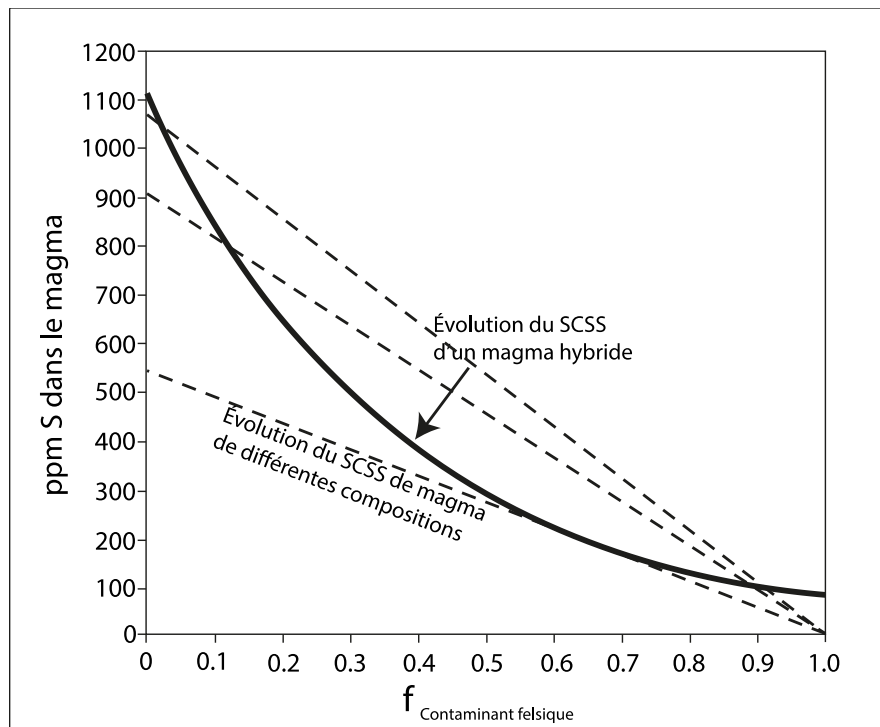


Figure 44 : Diagramme mettant en évidence l'évolution de la quantité de soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfures d'un magma mafique contaminé par une composante felsique. Modifié de Li et Ripley (2005).

9. Conclusion

Le but du projet était de classer les intrusions mafiques et ultramafiques de la ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboulié et d'évaluer leur intérêt économique. Les caractéristiques de terrain, la pétrographie, la chimie minérale et la chimie sur roche totale ont permis de faire l'étude détaillée de ces unités et de déterminer la nature de ces roches. Les conclusions tirées de cette étude sont énumérées dans les lignes qui suivent.

Portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboulié

L'unité Acch5 localisée dans la portion NE de la ceinture de Colomb-Chaboulié est une komatiite. Plusieurs critères de terrain distinctifs d'une coulée komatiite sont associés à cette unité. La zone B, à cumulat d'olivine, qui est localisée à la base de la coulée komatiite a été observée dans plusieurs affleurements. La zone B1 qui expose une structure lamellaire représentant les lamelles d'olivine allongées et orientées selon une direction préférentielle a été localisée à l'affleurement 16-DT-5525. Des spinifex, un des meilleurs critères dans la reconnaissance d'une coulée komatiitique, ont été retrouvés sur des surfaces bien exposées. Des coulées en forme de tubes, qui montrent les mêmes caractéristiques morphologiques que les tubes de komatiite de Spinifex Ridge, sont retrouvés dans cette unité ultramafique.

La caractérisation de la chimie minérale, spécifiquement la chimie des olivines a supporté l'argument d'une komatiite. Typiquement, une olivine fraîche provenant d'une coulée komatiitique a un contenu en Fo compris entre 94 et 90. Mais les olivines analysées ont un Fo plus faible, avec une moyenne de 84.1, ce qui est proche des grains squelettiques d'olivine des komatiites de Zvishavane dont le contenu en Fo est aussi faible (87 à 83). Les roches qui composent l'unité de komatiite ont une teneur en MgO > 18% et une teneur en TiO₂ < 1%. Les diagrammes de classification basée sur les éléments majeurs, les profils de terres rares et les diagrammes multiéléments ont confirmé la nature komatiitique de cette unité, et qui se classe parmi les komatiites de type *Munro*.

Les concentrations en EGP des roches de cette unité sont très proches des valeurs mantelliques. Cette observation suggère que ces roches sont le produit d'un magma qui s'est formé selon un taux de fusion partielle élevée dans des conditions qui ont permis à tous les

sulfures d'être dissous. Les komatiites sont normalement une cible pour un dépôt de Ni. Cependant, les roches analysées n'ont pas atteint la saturation en sulfures. Le potentiel économique de ces komatiites est en conséquence faible, ce qui fait de cette unité une mauvaise cible pour l'exploration à ce niveau stratigraphique.

Les roches mafiques qui se trouvent dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié sont des gabbros tholéiitiques riches en fer. L'étude pétrographique permet de comprendre que ces gabbros sont le produit d'un magma fractionné/évolué. Le diagramme de terres rares montre des profils plats d'affinité tholéiitique typique des intrusions mafiques retrouvées dans les ceintures de roches vertes archéennes. L'étude des éléments traces et des éléments majeurs montre que cette unité provient d'une série magmatique différente de celle qui a généré les komatiites. L'unité de gabbro tholéiitique riche en fer a une teneur maximale en V de 400 ppm, ce qui en fait une bonne cible pour l'exploration de V.

Portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié

L'unité Acch1 qui s'étend sur le long de la ceinture de Colomb-Chaboullié forme 60% de la masse de celle-ci. Il s'agit d'un basalte tholéiitique finement grenus riche en MgO qui contient en proportions égales des basaltes coussinés et des basaltes massifs. Le Mg# de ces roches varie de 44,19 à 67,45 avec une moyenne de 58,09 et le contenu en MgO varie de 4,48 à 11,71 avec une valeur moyenne de 7,87. Les classifications utilisant les éléments majeurs, ainsi que les diagrammes de terres rares et multiéléments concèdent que les basaltes de cette unité sont affiliés aux tholéiites riches en MgO.

La pyroxénite est localisée exclusivement dans la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboullié, à la base de l'intrusion de gabbro. Elle est d'apparence massive, homogène et équigranulaire. Les pyroxénites sont des webstérites composées majoritairement de pyroxène (80%) et de 20% de plagioclase. La composition en fer est relativement élevée pour une roche ultramafique, ce qui donne un Mg# un peu faible, moyennant 73,08.

L'intrusion de gabbro montre plusieurs caractéristiques qui sont importantes à la compréhension générale de la mise en place des unités qui composent la ceinture de Colomb-Chaboullié. Les roches qui composent l'intrusion de gabbro sont généralement à grain moyen/grossier, massives à foliées, et à texture mésocumulative, subophitique et poecilitique. La

classification selon les éléments majeurs et les profils de terres rares suggèrent une affinité tholéiitique du magma.

La modélisation de l'intrusion de gabbro par le programme Rhyolite-MELTS a permis de trouver la nature de cette unité. Ainsi, le modèle, réalisé en prenant comme liquide primitif le basalte riche en MgO, suggère que les intrusions mafiques seraient co-magmatiques et qu'un simple processus de cristallisation fractionné expliquerait la différenciation magmatique au sein de l'intrusion. Suivant le même modèle, l'unité de pyroxénite aurait été mise en place suite à l'injection d'un liquide ultramafique fractionné dans la croûte continentale. Il y aurait donc eu plusieurs épisodes d'injections magmatiques qui justifieraient le litage compositionnel observé dans ce secteur.

La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés avec une proportion modale variant de 10 à 15% pour les roches qui ont fourni des teneurs indicelles en Ni, Cu et/ou EGP. Les sulfures répertoriés sont la pyrrhotite (60%), la chalcopyrite (30%), la pyrite et la pentlandite. La zone minéralisée qui a donné des bonnes valeurs métalliques est localisée proche du contact entre les roches gabbroïques et les pyroxénites. Cette caractéristique est typique des intrusions litées observées un peu partout dans le monde.

Les rapports interéléments confirment que les basaltes sont classifiés comme des basaltes riches en MgO (dans le champ des magmas fertiles) et que les roches provenant de l'intrusion de gabbro sont décrites comme des intrusions stratifiées. Le diagramme Cu/Pd vs Pd et la valeur des métaux montrent que l'intrusion mafique décèle un bon potentiel, ce qui en fait une bonne cible pour l'exploration. Sachant en plus que le magma a interagi avec la croûte (présence de xénolites dans l'intrusion de gabbro) alors l'environnement serait favorable pour la formation d'un dépôt de sulfures magmatiques.

L'intrusion mafique synvolcanique de gabbro du basalte tholéiitique riche en MgO se serait formée grâce à une plume mantellique. La source magmatique pourrait provenir de la partie périphérique de la plume. Les unités Acch2 et Acch3 retrouvées en grande partie dans la portion NE de la ceinture proviendraient d'un environnement d'arc volcanique. Finalement les komatiites sont le produit d'une plume mantellique (d'un magma provenant de la partie centrale de la plume) qui s'est mise en place dans un environnement d'arrière arc.

Références

- Aitken, B. G., & Echeverría, L. M., 1984. Petrology and geochemistry of komatiites and tholeiites from Gorgona Island, Colombia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1), 94-105.
- Amvratchev, L. 1985. Carte géologique du Québec. Ministère et de Ressources de l'Énergie, Québec; Carte n2001 du DV 85-09; échelle 1 : 1 500 000
- Arndt, N. T., Francis, D., & Hynes, A. J. (1979). The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. *Canadian Mineralogist*, 17, 147-163.
- 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.
- Arndt, N. T., Leshner, 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., Leshner, M., & Barnes, S. (2008). *Komatiite* (p. 487). Cambridge university press.
- Bandyayera, D., et Daoudene, Y., 2017. 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.
- Bickle, M. J., Nisbet, E. G., & Martin, A., 1994. Archean greenstone belts are not oceanic crust. *The Journal of Geology*, 102(2), 121-137.

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).

Cawthorn, R. G. (2005). Pressure fluctuations and the formation of the PGE-rich Merensky and chromitite reefs, Bushveld Complex. *Mineralium Deposita*, 40(2), 231-235.

Champagne, C. (2004). *Volcanologie physique et géochimie des komatiites de Spinifex Ridge, formation de La Motte-Vassan, Abitibi*. Université du Québec à Chicoutimi.

Dann, J. C., 2001. Vesicular komatiites, 3.5-Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: inflation of submarine lavas and origin of spinifex zones. *Bulletin of Volcanology*, 63(7), 462-481.

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.

Gillain, P.R., Remick, J.H., 1963. Région de Fort-Rupert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; carte 1510 (échelle 1/556 880).

Hart, S. R., & Davis, K. E., 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(2), 203-219.

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

Hill, R. E. T., Barnes, S. J., Gole, M. J., & Dowling, S. E. (1995). The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, 34(1-3), 159-188.

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

Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 297-314.

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. J., & Baragar, W. R. A. F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

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.

Irvine, T. N. (1982). Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23(2), 127-162.

Jahn, B. M., Gruau, G., & Glikson, A. Y., 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(1), 25-40.

Jensen, L. S., 1976. *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks* (Vol. 66). Ministry of Natural Resources.

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.

Kinzler, R. J., & Grove, T. L., 1985. Crystallization and differentiation of Archean komatiite lavas from Northeast Ontario; phase equilibrium and kinetic studies. *American Mineralogist*, 70(1-2), 40-51.

Kinzler, R. J., Grove, T. L., & Recca, S. I., 1990. An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(5), 1255-1265.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., & Linthout, K., 1997. Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., & Lameyre, J. (2002). Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.

Le Bas, M. J. (2000). IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41(10), 1467-1470.

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.

Maier, Wolfgang D., Frederick Roelofse, and Sarah-Jane Barnes., 2003. The concentration of the platinum-group elements in South African komatiites: implications for mantle sources, melting regime and PGE fractionation during crystallization. *Journal of Petrology* 44.10: 1787-1804.

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.

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

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.

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

Murck, B. W., & Campbell, I. H., 1986. The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(9), 1871-1887.

Naldrett, Anthony J., et al. The Upper Critical Zone of the Bushveld Complex and the origin of Merensky-type ores. *Economic Geology* 81.5 (1986): 1105-1117.

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.

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

Nesbitt, R. W., Jahn, B. M., & Purvis, A. C., 1982. Komatiites: an early Precambrian phenomenon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1-2), 31-45.

Parman, S. W., Dann, J. C., Grove, T. L., & De Wit, M. J., 1997. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 303-323.

Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.

Pearson, W.N., Trinder, I.A., Henderson, D.N., Wahl, D.G., 1993. Prefeasibility study, Horden lake deposit, Quebec. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53039, 118 pages.

Pyke, D.R., Naldrett, A.J., & Eckstrand, O.R., 1973. Archean ultramafic flows in Munro township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 955-978.

Queffurus, M. and Barnes, S.J., 2014. Selenium and sulphur concentrations in country rocks from the Duluth complex, Minnesota, USA: implication for the formation of the Cu-Ni-PGE sulphides. *Economic Geology*, 109(3), pp.785-794.

Remick, J.H., 1963. Géologie de la region de Colomb-Chaboullié-Fabulet, Territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 514, 29 pages, 3 plans.

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.

Sawyer, E.W., Benn, K., 1992. Geochemistry, metamorphism and structure of the Opatika Belt. Lithoprobe, Abitibi-Grenville Transect, report 25; pages 159-162.

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.

Smith, H. S., Erlank, A. J., & Duncan, A. R., 1980. Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, 11(3-4), 399-415.

Smith, P.H., 1991. Geological reconnaissance, lac Colomb property. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 51485, 20 pages.

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.

Thomson, B. (1989). Petrology and stratigraphy of some texturally well preserved thin komatiites from Kambalda, Western Australia. *Geological Magazine*, 126(3), 249-261.

Viljoen, M. J., 1983. Geological, textural and geochemical features of komatiitic flows from the Komati Formation. *Special Publication, Geological Society of South Africa*, 9, 1-20.

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

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

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

Wilson, A. H., Shirey, S. B., & Carlson, R. W. (2003). Archaean ultra-depleted komatiites formed by hydrous melting of cratonic mantle. *Nature*, 423(6942), 858.

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