

## TABLE DES MATIERES

<b>RÉSUMÉ</b> .....	<b>II</b>
<b>LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX</b> .....	<b>VI</b>
<b>LISTE DES ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES</b> .....	<b>XIV</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>XVI</b>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>1</b>
1.1 But et objectifs.....	1
1.2 Problématique.....	2
1.2.1 Ophiolite .....	2
1.2.2 Komatiite .....	5
1.2.3 Basalte en plateau.....	9
1.2.4 Intrusion litée.....	10
1.3 Méthodologie .....	14
1.3.1 Travaux de terrain.....	14
1.3.2 Pétrographie .....	15
1.3.3 Géochimie.....	15
<b>CONTEXTE GÉOLOGIQUE</b> .....	<b>20</b>
2.1 Localisation et accès.....	20
2.2 Géologie régionale .....	20
2.2.1 Nemiscau .....	25
2.2.2 Opatica.....	26
2.3 Géologie locale et minéralisation.....	28
<b>3.1 PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES ET MAFIQUES DE LA PORTION NE</b> .....	<b>33</b>
3.1.1 Terrain .....	34
3.1.1.1 <i>Évidences de coulées komatiitiques</i> .....	35
3.1.1.2 <i>Roches intrusives mafiques à intermédiaires</i> .....	45
3.1.2 Assemblage minéralogique. ....	47
3.1.2.1 <i>Komatiites</i> .....	47
3.1.2.2 <i>Roches intrusives mafiques à intermédiaires</i> .....	70
<b>3.2 PETROGRAPHIE DES ROCHES MAFIQUES DE LA PORTION SO</b> .....	<b>73</b>
3.2.1 Terrain .....	73
3.2.1.1 <i>Intrusion mafique</i> .....	73
3.2.1.2 <i>Enclave leucocrate</i> .....	77
3.2.1.3 <i>«Pyroxénite» (Achh 6)</i> .....	79
3.2.1.4 <i>Basalte</i> .....	81
3.2.2 Assemblage minéralogique .....	83
3.2.2.1 <i>Intrusion mafique</i> .....	86
3.2.2.1 <i>Minéralisation associée à l'intrusion mafique</i> .....	92
3.2.2.2 <i>Enclave leucocrate</i> .....	96
3.2.2.3 <i>«Pyroxénite»</i> .....	98
<b>4.1 LITHOGEOCHIMIE DES ROCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DE LA PORTION NE</b> .....	<b>100</b>
4.1.1 Komatiite.....	100

4.1.1.1	<i>Types de komatiites selon la variation de la composition chimique</i>	105
4.1.1.2	<i>Mobilité et comptabilité des éléments : diagramme binaire</i>	112
4.1.2	Roches mafiques à intermédiaires	116
<b>4.2</b>	<b>Lithogéochimie des roches mafiques de la portion SO</b>	<b>122</b>
4.2.1	Basalte	122
4.2.2	Intrusion mafique	127
4.2.3	«Pyroxénite»	136
4.2.4	Modèle de formation de l'intrusion mafique	140
4.2.4.1	<i>Programme MELTS</i>	140
4.2.4.2	<i>Interface de Rhyolite-MELTS et fichiers de sortie</i>	142
4.2.4.3	<i>Formation et évolution d'une intrusion mafique selon Rhyolite-MELTS</i>	149
4.2.5	Modèle de mise en place de l'intrusion mafique et de la mélagabbronorite	161
<b>POTENTIEL ECONOMIQUE</b>		<b>164</b>
5.1	Conditions de formation d'un dépôt de Ni-Cu-EGP	164
5.2	Potentiel économique des komatiites de CC	172
5.3	Potentiel économique de l'intrusion mafique	180
5.2.2	<i>Contamination</i>	193
5.2.3	<i>Modélisation graphique de la composition des sulfures en utilisant les rapports interéléments</i>	203
<b>DISCUSSION</b>		<b>209</b>
6.1	Nature de la source	209
6.2	Ascension du magma	211
6.3	Contamination	212
6.4	Enrichissement du magma	213
<b>CONCLUSION</b>		<b>215</b>
<b>RÉFÉRENCES</b>		<b>A</b>

## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 1.2: a. Photo de terrain de texture spinifex d'une coulée komatiitique avec des larges lamelles d'olivines orientées (échantillon provenant de Munro Township, Canada). b. Texture spinifex d'une coulée komatiitique en lame mince (échantillon provenant de la ceinture de roche verte de Belingwe, Zimbabwe). Les lamelles d'olivines baignent dans une matrice de clinopyroxénite + verre volcanique. Tiré de Arndt et al (2005).....	7
Figure 1.3: A. Illustration de la stratigraphie d'une coulée komatiitique à texture spinifex (les roches les plus décrites dans la littérature). B. Illustration de la stratigraphie d'une coulée komatiitique massive (beaucoup plus commun dans la nature). Tiré de Arndt et al. (1979). .....	8
Tableau 1.1 : Résumé des principales caractéristiques lithologiques, géochimiques et texturales des principaux assemblages de roches mafiques-ultramafiques et leur gisement associé. Modifié de Pérez (2017). .....	13
Figure 2.1: Carte géologique du Québec et de ces différentes Provinces et Sous-Provinces. Tiré du SIGEOM (2016). .....	24
Figure 2.2: 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 CC. <b>BM</b> : bassin de Mistassini; <b>BVREI</b> : bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure; <b>DM</b> : complexe de De Maurès; <b>DM</b> : complexe de Domergue nord; <b>DS</b> : complexe de Domergue sud; <b>Fc</b> : formation de Chibougamau; <b>FG</b> : front de Grenville; <b>FGW</b> : front de Gwillime; <b>FLC</b> : faille de lac Coulomb; <b>KEZ</b> : Zone de faille Keynion; <b>LRT</b> : lac Rodayer Thrust; <b>AM, GR, SV</b> : faciès des amphibolites, des granulites, des schistes verts. Modifié de Amvrathev et al. (1986).....	27
Figure 2.3 : Géologie du secteur du lac Rodayer contenant la ceinture volcanosédimentaire de CC. Les unités mafiques et ultramafiques étudiées sont localisées dans les deux encadrés noirs. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017). .....	30
Figure 2.4: Localisation des principaux sites d'intérêt économique (indice/anomalie) du secteur de Colomb-Chaboullié (Bandyayera et Daoudenne, 2017). .....	31
Figure 3.1 : Diagrammes de classification des différents assemblages rocheux de la ceinture de CC. Les proportions minéralogiques ont été déterminées en utilisant le calcul de la norme CIPW. .....	33
Figure 3.2 : Carte géologique de la portion NE de la ceinture de CC. Le secteur renfermant l'unité de péridotite (Acch5) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017). .....	34
Figure 3.3 : Texture spinifex associée à l'unité Acch 5. Les affleurements 15-YD-2140 et 15-DB-1085 semblent indiquer une morphologie de spinifex de la zone A3 qui est associé à un assemblage minéralogique de serpentine + chlorite + trémolite.....	37
Figure 3.4 : La zone B d'une coulée komatiitique retrouvé à l'affleurement 16-DT-5525. Distinction de la zone B1 à lamelles d'olivines orientées et la zone B2 à texture massive de phénocristaux d'olivine.....	39
Figure 3.5 : Zone B à texture massive riche en phénocristaux d'olivine. Distinction de la zone B à phénocristaux d'olivines marquant le passage de la couche B3 à la couche B2-4. ....	41

<b>Figure 3.6 : Différentes textures et structures volcaniques. A. Tube de laves. B. Coulées de lave komatiitique en forme de tube d'aspect lenticulaire. C Fractures de refroidissement. Enchevêtrement de fractures donnant un aspect bréchifié à la roche. ....</b>	<b>43</b>
<b>Figure 3.7 : Caractéristiques générales des komatiites à l'échelle des affleurements rocheux. A. Veinules de magnétite bordée de serpentine. Fractures de refroidissement formant des joints. C. Fabrique parallèle à l'orientation de la déformation régionale. Komatiite en cassure fraîche. ....</b>	<b>44</b>
<b>Figure 3.8 : Caractéristique de terrain de l'unité mafique à intermédiaire située dans la portion NE de la ceinture de CC. A. Assemblage minéralogique typique de l'unité mafique à intermédiaire. B. Gabbro à grain moyen et leucocrate. C. Échantillon de diorite. D. Roche intrusive intermédiaire, homogène et à grain moyen. ....</b>	<b>46</b>
<b>Tableau 3.2 : Caractéristiques pétrographiques des komatiites et des roches mafiques à intermédiaires .....</b>	<b>48</b>
<b>Figure 3.9 : Assemblage minéralogique et textures des komatiites.....</b>	<b>49</b>
<b>Figure 3.10 : Vue microscopique des reliques d'olivines dans l'unité de komatiite. ....</b>	<b>50</b>
<b>Tableau 3.3 : Composition chimique d'une sélection d'olivine des komatiites .....</b>	<b>51</b>
<b>Figure 3.11 : Photo microscopique de reliques d'olivines associées à d'autres phases minérales dans la komatiite de CC (DT-5502). Assemblage minéralogique de chlorite + trémolite + olivine.....</b>	<b>53</b>
<b>Figure 3.12 : NiO (wt%) vs Fo des olivines des komatiites de CC comparé aux olivines fraîches des komatiites de Pyke Hill en Ontario (Pelletier, 2013), de la ceinture de roche verte de Belingwe au Zimbabwe (donnée de Renner et al. 1994) et des olivines provenant de basaltes de la partie centrale du rift de la mer rouge (donnée de Eissen et al. 1989). ....</b>	<b>55</b>
<b>Figure 3.13 : FeO (wt%) vs MgO (wt%) d'olivines de CC, de Pyke Hill, de Belingwe, et de Sula. Il est possible d'observer une similarité compositionnelle entre les olivines altérées de Sula et les olivines de CC. La ligne d'altération de l'olivine définit une tendance qui pourrait expliquer la composition des olivines de CC. De façon similaire, les amphiboles riches en Ca de CC sont sur la ligne d'altération des clinopyroxènes riches en Ca de Belingwe (Données provenant de : Bickle et al. 1994; Renner et al. 1994) .....</b>	<b>57</b>
<b>Tableau 3.4 : Résultats d'analyse au LA-ICP-MS de la moyenne des olivines en ppm de différentes localisations où LOD représente la limite de détection. Données tirées de Pelletier (2013). ....</b>	<b>59</b>
<b>Figure 3.14 : Diagramme binaire de discrimination des olivines selon leur environnement de formation. A. Cr vs Ti. B. Ca vs Al. Le rectangle gris représente la plage de concentration des olivines provenant d'une panoplie de lherzolites à spinelles selon De Hoog et al. 2010. ....</b>	<b>60</b>
<b>Figure 3.15 : Comparaison des gains et pertes des olivines de différents environnements selon plusieurs éléments. Les valeurs ont été normalisées aux olivines Pyke Hill. ....</b>	<b>62</b>
<b>Tableau 3.5: composition chimique d'une sélection de serpentines des komatiites de CC.....</b>	<b>63</b>

<b>Tableau 3.6: composition chimique d'une sélection d'amphiboles des komatiites de CC. ....</b>	<b>65</b>
<b>Figure 3.16: Classification des amphiboles des komatiites de CC. Tiré de Leake et al (1997). ....</b>	<b>65</b>
<b>Figure 3.17 : Photo représentative des oxydes associés aux komatiites de CC. ....</b>	<b>67</b>
<b>Tableau 3.7: Composition chimique des oxydes des komatiites de CC. ....</b>	<b>68</b>
<b>Tableau 3.8 : Composition chimique des chlorites des komatiites de CC. ....</b>	<b>69</b>
<b>Figure 3.18 : Caractéristique pétrographique (assemblage minéralogique et textures) des roches mafiques à intermédiaires contenues dans la portion NE de la ceinture de CC. ....</b>	<b>72</b>
<b>Figure 3.19 : Carte géologique de la portion SO de la ceinture de CC. Le secteur renfermant l'intrusion mafique (Acch4), et les volcaniques mafiques (Achh1) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017). ....</b>	<b>74</b>
<b>Figure 3.20 : Caractéristique de terrain de l'intrusion mafique situé dans la portion SO de la ceinture de CC. A, B, C. Pyroxènes pseudomorphisés en amphibole. D. Photo représentative des roches de l'intrusion mafique. E. Foliation tectonométamorphique des roches de l'intrusion mafique. F. Roche mafique varietexturée. ....</b>	<b>76</b>
<b>Figure 3.21 : Minéralisation sous forme de sulfures disséminés dans l'intrusion mafique de CC. ....</b>	<b>77</b>
<b>Figure 3.22 : Enclaves leucocrates associées à l'intrusion mafique. A, B. Composante leucocrate des roches de l'intrusion mafique. C. Enclave leucocrate dans l'intrusion mafique. D. Bordure réactionnelle entre les roches mafiques et l'enclave leucocrate. ....</b>	<b>78</b>
<b>Figure 3.23 : Caractéristiques de terrain d'Acch 6 nommée «pyroxénite» sur le terrain. A, B. Aspect de la «pyroxénite» en surface. C. Illustration d'une pyroxénite localisée sur la ZCLC. D. «Pyroxénite» en cassure fraîche. ....</b>	<b>80</b>
<b>Figure 3.24 : Caractéristiques de terrain des basaltes du SO de CC. A, B. Basalte coussiné. B, C. Basalte coussiné très déformé. D. Bordures de coussin représentant le matériel hyaloclastite bien préservé. ....</b>	<b>82</b>
<b>Figure 3.25 : Textures et assemblages minéralogique des roches de l'intrusion de mafique. A, B. Intrusion mafique avec texture ignée préservée d'adcumulat. C, D. Intrusion mafique avec texture ophitique. ....</b>	<b>84</b>
<b>Tableau 3.8 : Caractéristiques pétrographiques des unités lithologiques de la portion SO de CC. ....</b>	<b>85</b>
<b>Tableau 3.9 : Composition chimique d'une sélection de feldspaths de l'intrusion mafique. ....</b>	<b>86</b>
<b>Figure 3.26 : Diagramme de classification des feldspaths de l'intrusion mafique. La majorité des feldspaths représentent la bytownite. ....</b>	<b>87</b>
<b>Figure 3.27 : Structures et microstructures de déformation des roches de l'intrusion mafique. A, B. Microkinks des plagioclases. C, D. Foliation des roches de l'intrusion mafique. ....</b>	<b>89</b>

<b>Tableau 3.10 : Composition chimique d'une sélection d'amphiboles de l'intrusion mafique. ....</b>	<b>90</b>
<b>Figure 3.28 : Diagramme de classification des amphiboles (Leake et al., 1997) de l'intrusion mafique. ....</b>	<b>90</b>
<b>Tableau 3.11 : Composition chimique des chlorites de l'intrusion mafique. ....</b>	<b>91</b>
<b>Figure 3.29 : Assemblage minéralogique associé aux roches minéralisées de l'intrusion mafique. A, B, C. Assemblage minéralogique associé à la minéralisation rencontrée dans l'intrusion mafique. D. Amphibole grossière. ....</b>	<b>93</b>
<b>Figure 3.30 : Sulfures observés dans les roches minéralisées de l'intrusion mafique. A, B, C, D. Association typique des sulfures magmatiques ; pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite. E, F. Présence de pyrite dans certains échantillons. ....</b>	<b>95</b>
<b>Figure 3.31 : Minéralogie des enclaves leucocrates de l'intrusion mafique. A. Assemblage minéralogique de la roche felsique composé de quartz + plagioclase. B. Texture polygonale des grains de quartz définissant une direction préférentielle. C. Jonction triple entre les grains de quartz indiquant une recristallisation statique. ....</b>	<b>97</b>
<b>Figure 3.32 : Assemblage minéralogique et textures de l'unité de «pyroxénite». A, B. Assemblage minéralogique de l'unité de «pyroxénite». C, D Pseudomorphose de pyroxène en amphibole finement recristallisée. E, F. Recristallisation importante des «pyroxénites»... ..</b>	<b>99</b>
<b>Figure 4.1: Diagramme de discrimination entre les différents types de laves mafiques/ultramafiques. Les roches ultramafiques du NE de CC tombent dans le champ des komatiites. Tiré de Le Bas's (2000). ....</b>	<b>101</b>
<b>Figure 4.2 Diagramme de classification des komatiites de CC selon Jensen (1976). ....</b>	<b>102</b>
<b>Tableau 4.1 : Composition en éléments majeurs des komatiites (en % poids) de CC. ....</b>	<b>104</b>
<b>Figure 4.3 : A, B. Classification des komatiites de CC selon les ratios <math>Al_2O_3/TiO_2</math> et <math>CaO/Al_2O_3</math>. Les komatiites de CC s'alignent dans le champ des "Al-undepleted komatiites". ....</b>	<b>107</b>
<b>Figure 4.4 : Classification des komatiites de CC selon <math>[Gd/Yb]_N</math> vs <math>Al_2O_3/TiO_2</math>. 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. ....</b>	<b>108</b>
<b>Figure 4.5 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des komatiites de CC. 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). ....</b>	<b>110</b>
<b>Figure 4.6 : Normalisation au manteau primitif des éléments traces des komatiites de Pyke Hill, Canada. Les lignes en pointillés représentent les valeurs minimales et maximales et la ligne pleine est la médiane. Données tirées du Georoc. ....</b>	<b>111</b>
<b>Figure 4.7 : Diagramme binaire de variation en élément majeur des komatiites de CC. MgO est en abscisse pour illustrer le fractionnement du liquide. ....</b>	<b>113</b>
<b>Tableau 4.2 : Composition en éléments traces des komatiites de CC (en ppm). ....</b>	<b>114</b>

<b>Figure 4.8 : Diagramme binaire de variation des LILE des komatiites de CC. Les échantillons forment des nuages de points diffus démontrant le caractère mobile de ces éléments. ....</b>	<b>115</b>
<b>Figure 4.9 : Diagramme ternaire de classification des roches mafiques à intermédiaires. Les proportions modales proviennent du calcul de la norme CIPW. ....</b>	<b>116</b>
<b>Figure 4.10 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des roches mafiques à intermédiaires. ....</b>	<b>118</b>
<b>Tableau 4.3 : Composition en éléments majeurs des roches mafiques à intermédiaires (en % poids).....</b>	<b>119</b>
<b>Tableau 4.4 : Composition en éléments traces des roches mafiques à intermédiaires (en ppm) .....</b>	<b>120</b>
<b>Figure 4.11 : Diagramme binaire de variation des roches mafiques à intermédiaires. MgO est en abscisse pour illustrer le fractionnement du liquide .....</b>	<b>121</b>
<b>Tableau 4.5 : composition en éléments majeurs (wt%) des roches volcaniques mafiques .....</b>	<b>122</b>
<b>Figure 4.12 : A. Diagramme de classification des roches de l'unité volcanique mafique (Acch1), a) d'après le Maitre (2002) et b) d'après Pearce (1996).....</b>	<b>124</b>
<b>Figure 4.13 : A. Diagramme de classification AFM d'Irvine et Baragar (1971). B. Diagramme de classification AFM de Jensen (1976).....</b>	<b>125</b>
<b>Tableau 4.6 : Composition en éléments traces des roches volcaniques mafiques en ppm (Acch 1) .....</b>	<b>126</b>
<b>Figure 4.14 : Diagramme multiéléments des basaltes tholéitiques. Normalisation selon McDonough et Sun (1995). ....</b>	<b>127</b>
<b>Tableau 4.6 : composition en élément majeur (wt%) de l'intrusion mafique.....</b>	<b>128</b>
<b>Figure 4.15 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion mafique d'AFM d'Irvine et Baragar (1971). ....</b>	<b>129</b>
<b>Figure 4.16 : Diagramme multiéléments de l'intrusion mafique et de la moyenne des basaltes tholéitiques. Normalisation selon McDonough et Sun (1995). ....</b>	<b>130</b>
<b>Tableau 4.7 : Composition en éléments traces des roches de l'intrusion mafique.....</b>	<b>131</b>
<b>Figure 4.17 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion mafique. Les proportions modales sont le résultat du calcul de la norme CIPW. ....</b>	<b>132</b>
<b>Figure 4.18 : Diagramme binaire de variation en éléments majeurs des roches de l'intrusion mafique où MgO est en abscisse. L'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, le CaO, le SiO<sub>2</sub> et le FeO* se comportent comme des éléments immobiles.....</b>	<b>135</b>
<b>Tableau 4.8 : composition en éléments majeurs (en % poids) de la «pyroxénite» .....</b>	<b>136</b>

<b>Figure 4.19 : Diagramme ternaire de classification des «pyroxénites» selon les proportions modales du calcul de la norme CIPW. Les roches se classifient dans le champ des mélagabbronrites. ....</b>	<b>137</b>
<b>Tableau 4.9 : Composition en élément trace de la mélagabbronrite.....</b>	<b>138</b>
<b>Figure 4.20 : Diagramme multiéléments de l'unité de mélagabbronrite. Normalisation selon McDonough et Sun (1995). ....</b>	<b>139</b>
<b>Figure 4.21 : Interface du programme Rhyolite-MELTS v1.2. Les encadrés rouges représentent les critères choisis pour simuler le modèle. ....</b>	<b>143</b>
<b>Tableau 4.10 : fragment représentatif du fichier de sortie melts.out .....</b>	<b>145</b>
<b>Tableau 4.11: fichier de sortie du feldspath. Variation de la composition chimique et de la quantité de feldspath cristallisé en fonction de la température.....</b>	<b>148</b>
<b>Tableau 4.12 : Proportion minéralogique des phases en équilibre dans le système en fonction de l'évolution de la température.....</b>	<b>150</b>
<b>Figure 4.22 : Modèle de formation de l'intrusion mafique selon MELTS.....</b>	<b>152</b>
<b>Tableau 4.13 : Composition en élément majeur des roches provenant du modèle de MELTS suivant l'évolution de la température.....</b>	<b>153</b>
<b>Figure 4.23: Hf vs Mg# suivant l'évolution du liquide basaltique initial hautement magnésien. ....</b>	<b>155</b>
<b>Figure 4.24 : Carte géologique détaillée de la portion SO de la ceinture de CC et vue en coupe de la section A-B. ....</b>	<b>158</b>
<b>Figure 4.25 : Comparaison entre la pétrographie de l'intrusion mafique et le modèle de mise en place généré par MELTS. ....</b>	<b>159</b>
<b>Figure 4.26 : Modèle de mise en place de l'intrusion mafique basé sur les diagrammes ternaires (Pl-Px-Ol). Comparaison entre le modèle de mise en place (MELTS) et le modèle stratigraphique (pétrologie + géochimie). ....</b>	<b>160</b>
<b>Figure 4.27 : Modèle de formation des roches mafiques de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié.....</b>	<b>162</b>
<b>Figure 4.28 : Modèle de mise en place de la géologie locale du SO de CC avant et post déformation. ....</b>	<b>163</b>
<b>Figure 5.1 : A. Variation de la proportion de Ni, Cu, (Pt + Pd) en fonction du pourcentage de fusion partiel dans le manteau. La modélisation a été réalisée grâce au programme pMELTS (Ghiorso et al., 2002) avec la composition mantellique formulé par le modèle de Hart et Zindler (1986). B. Variation du contenu en soufre et en MgO en fonction du taux de fusion partielle. Modifié de Naldrett (2011). ....</b>	<b>166</b>
<b>Figure 5.2 : Concentration des métaux dans le liquide en fonction du pourcentage de fusion partielle. La courbe de Ni montre que la concentration de Ni dans le magma augmente</b>	

quand la fusion partielle augmente. Le Cu et le Pd montrent le même comportement, leur concentration augmente jusqu'à un certain point avant de redescendre. L'Ir augmente progressivement de la même manière que le Ni. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005). ..... 167

Figure 5.3 : Diagramme montrant le contrôle de la pression sur la solubilité du soufre. Tiré de Arndt (2005) qu'il a modifié de Mavrogenes et O'Neill (1999). ..... 169

Figure 5.4 : Diagramme binaire de variation : Ni vs MgO, Cr vs MgO et Cr vs Ni. Corrélation positive entre les concentrations en Cr et Ni. .... 174

Figure 5.5: Diagramme binaire de variation; concentration en métaux vs S des komatiites de CC. .... 175

Tableau 5.1 : Concentration en Ni-Cu-EGP des komatiites de CC et des komatiites compilées du GEOROC..... 176

Figure 5.6 : Normalisation au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995) des EGP, Ni, Cu et Au. .... 177

Figure 5.7: Rapports interéléments Pd/Ir vs Ni/Cu. Modifié de Barnes et al. (1988)..... 178

Figure 5.8 : Rapports interéléments Ni/Pd vs Cu/Ir des komatiites. Modifié de Barnes et al. (1988). .... 179

Figure 5.9 : Carte géologique de la portion SO de CC relatant la position des indices/anomalies en Au, EGP, Ni et Cu connues. .... 181

Figure 5.10 : Diagramme binaire d'Ir, Pd, Cu, Pt, Ni, Co vs S pour le basalte tholéitique, l'intrusion mafique et la mélagabbronorite. .... 183

Figure 5.11 : Valeurs des métaux normalisées au manteau primitif du basalte tholéitique, de l'intrusion mafique et de la mélagabbronorite..... 185

Tableau 5.2 : Composition en Ni-Cu-EGP de l'intrusion mafique..... 187

Figure 5.12: 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). .... 188

Tableau 5.3 : Modélisation de Cs selon un R-factor de 234 ..... 191

Tableau 5.4 : Comparaison des valeurs en métaux entre les différents modèles ..... 192

Figure 5.13a : Th/Yb vs Ta/Yb pour les basaltes tholéitique et les roches de l'intrusion mafique. Tiré de Pearce (1982). .... 194

Figure 5.13b: Diagramme ternaire (Hf vs Th vs Ta) montrant la position des échantillons de basalte tholéitique 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) ..... 195

Figure 5.14 : Diagramme d'élément en terre rares et multiéléments du basalte tholéitique.... 197

<b>Figure 5.15 : Diagramme multiélément des roches d'AROD normalisées au manteau primitif de McDonough et Sun (1995).</b> .....	<b>200</b>
<b>Figure 5.16 : Diagramme multiélément comparant les basaltes tholeiitique riche en MgO et le modèle du magma mixé</b> .....	<b>202</b>
<b>Tableau 5.5 : Modélisation de composition en métaux du Cl en utilisant l'équation du fractionnement à l'équilibre</b> .....	<b>205</b>
<b>Figure 5.17 : Cu/Pd vs Pd pour la modélisation graphique du contenu en EGP des roches de l'intrusion mafique (V1)</b> .....	<b>206</b>
<b>Figure 5.18 : Cu/Pd vs Pd pour la modélisation graphique du contenu en EGP des roches de l'intrusion mafique (V2)</b> .....	<b>208</b>
<b>Figure 6.1 : Diagramme binaire 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. Les lignes en tirets représentent l'évolution du SCSS de magma de différentes composition et la ligne pleine est l'évolution du SCSS d'un magma hybride. Modifié de Li et Ripley (2005).</b> .....	<b>213</b>

## LISTE DES ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES

CC : Colomb-Chaboulié  
MERN : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec  
UQAC : Université du Québec à Chicoutimi  
SIGÉOM : Système d'information géominière du Québec  
LabMaTer : Laboratoire des Matériaux Terrestres  
LIPs : Large Igneous Provinces  
EGP : Éléments du Groupe du Platine  
IPGE : Éléments du Groupe du Platine de la famille de l'Iridium  
PPGE : Éléments du Groupe du Platine de la famille du Palladium  
ETR : Éléments de terres rares  
ETRI : Éléments de terres rares légères  
ETRL : Éléments de terres rares lourdes  
LILE : Éléments lithophiles à large rayon ionique  
HSFE : Éléments à énergie d'ionisation élevée  
MP : Manteau primitif  
C1 : Chondrite du type CI  
MORB : Mid-ocean ridge basalt  
N-MORB : Normal mid-ocean ridge basalt  
E-MORB : Enriched mid-ocean ridge basalt  
OIB : Ocean island basalt  
Bon : Boninite  
P-T : Pression-température  
FUS-ICP : Fusion-Inductively Coupled Plasma  
FUS-MS : Fusion-Mass Spectrometer  
TD-ICP : Total Digestion-Inductively Coupled Plasma  
INAA : Instrumental Neutron Activation Analyses  
Ol : Olivine  
Fo : Forstérite  
Srp : Serpentine  
Opx : Orthopyroxène  
Cpx : Clinopyroxène  
Di : Diopside  
Amp : Amphibole  
Hbl : Hornblende  
Tr : Trémolite  
Pl : Plagioclase  
Chr : Chromite  
Chl : Chlorite  
Ep : Épidote  
Qtz : Quartz  
Mt : Magnétite  
Ilm : Ilménite  
Ttn : Titanite  
Rt : Rutile

Ox : Oxyde  
Sul : Sulfure  
Pn : Pentlandite  
Po : Pyrrhotite  
Cpy : Chalcopyrite  
Py : Pyrite

## REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à ma directrice de mémoire, Mme Sarah-Jane Barnes. Je la remercie de m'avoir encadré, orienté, aidé et conseillé. J'adresse mes sincères remerciements à tous les professeurs, les intervenants et toutes les personnes qui par leurs paroles, leurs écrits, leurs conseils et leurs critiques ont guidé mes réflexions et ont accepté de me rencontrer et de répondre à mes questions durant mes recherches. Je tiens particulièrement à remercier M. Philippe Pagé, M. Daniel Bandyayera et M. Yannick Daouenne. Je veux également remercier le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec pour leur soutien financier qui a permis la mise en œuvre du projet et le LabMaTer pour la qualité de leur analyse.

Je remercie mes très chers parents et les membres de ma famille qui ont toujours été là pour moi. Je remercie mes amis et collègues dont leur soutien est infailible. Leur soutien inconditionnel et leurs encouragements ont été d'une grande aide. Enfin, je remercie les membres du jury d'évaluation, M. Sawyer et M. Genna pour leur disponibilité. À tous ces intervenants, je présente mes remerciements, mon respect et ma gratitude.

# CHAPITRE 1

## INTRODUCTION

La Province de Supérieure est une province qui renferme un des plus vastes potentiels métallogéniques au monde. Les roches de la région ont plusieurs champs d'intérêt qui encouragent des études approfondies. La ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboulié (CC), qui est à cheval entre les sous-provinces archéennes du Némiscau au nord et de l'Opatica 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 roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC est donc importante pour la connaissance géoscientifique du secteur, mais aussi pour l'évaluation de leur potentiel économique.

### 1.1 But et objectifs

Le but du projet est de classifier les roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC 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 selon la minéralogie ainsi que les textures et structures,
- 2) déterminer les caractéristiques pétrographiques des assemblages minéralogiques retrouvées dans les unités mafiques et ultramafiques,

3) faire une évaluation lithogéochimique de ces unités, et identifier leur contexte de mise en place ainsi que celui des minéralisations associées.

## 1.2 Problématique

La ceinture volcanosédimentaire de Colomb-Chaboulié contient des roches mafiques-ultramafiques plurikilométriques qui n'ont jamais fait l'objet d'étude approfondie. Ces unités pourraient-elles renfermer un potentiel métallogénique ? L'objectif est de classer et comprendre le mode de formation des unités mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC selon des critères pétrographiques et géochimiques. Cette classification permettrait de déterminer le potentiel économique et l'environnement géodynamique de ces roches. En fonction du contexte de formation et de mise en place, les roches mafiques et ultramafiques peuvent montrer des différences majeures. La section suivante présente les caractéristiques des assemblages mafiques/ultramafiques qui sont retrouvées dans différents contextes géologiques. Une courte synthèse de chaque assemblage devrait nous permettre d'identifier la nature des roches mafiques et ultramafiques contenues dans la ceinture de CC.

### 1.2.1 Ophiolite

D'après Dilek et Furnes (2014), les ophiolites sont des restants d'anciennes croûtes océaniques et du manteau supérieur charriés sur un continent lors d'un phénomène de collision (convergence) de deux plaques lithosphériques (obduction). Ces roches montrent des évidences de processus magmatique, tectonique et hydrothermal associées à la mise en place du plancher océanique. Les ophiolites sont les meilleures archives de l'évolution

historique des bassins océaniques. Ils sont les témoins de plusieurs processus importants pour la compréhension de la tectonique des plaques moderne; en passant par l'ouverture (rift), l'expansion, la subduction et la fermeture. Les ophiolites sont aussi des réceptacles importants de minerais.

Le Cr est le principal métal d'intérêt qui est trouvé dans les complexes ophiolitique, mais il est aussi possible d'avoir en sous-produit des métaux de base et des métaux ferreux. Selon leur affinité magmatique, on retrouve des gisements de chromite riche en Al dans les ophiolites de type MORB alors qu'on retrouve des gisements de chromite très riches en Cr dans les ophiolites de type boninite.

La définition proposée durant la conférence de Penrose en 1972 exprime qu'une ophiolite consiste en une séquence constituée respectivement de la base vers le sommet de péridotite provenant du manteau supérieur, de roches litées mafiques-ultramafiques, de gabbros isotropiques lités, d'un complexe de dykes nourriciers, de roches volcaniques et d'une couverture sédimentaire (Fig. 1.1). Les ophiolites répertoriées dans le monde dans différents contextes géodynamiques présentent typiquement une affinité tholéïitique et un patron similaire au N-MORB; c'est à dire des roches appauvries en ETRL et une courbure droite pour les ETRL.

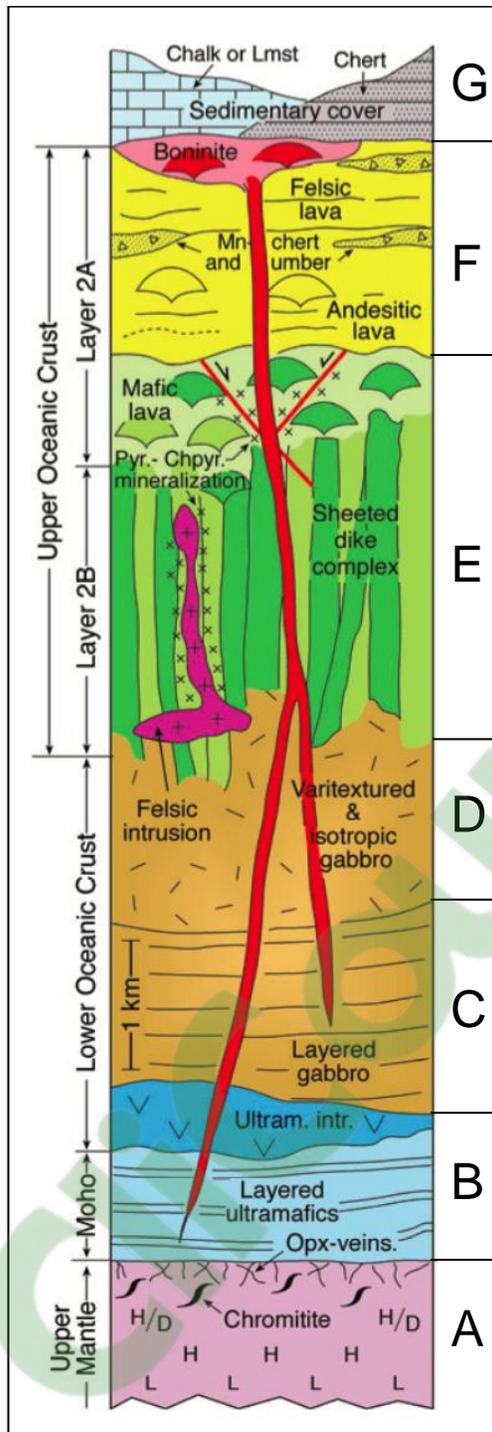


Figure 1.1 : Section généralisée en colonne montrant les composantes du manteau supérieur et de la croûte d'une ophiolite. Modifié de Anonymous (1972).

Comme décrit par Bodinier et Godard (2003), la péridotite du manteau supérieur inclut communément des lits de lherzolites et d'harzburgite avec des lentilles de dunite riches en chromites (Fig. 1.1A) Les harzburgites sont caractérisées par l'absence générale de clinopyroxène primaire. Ils sont interprétés comme des résidues ayant expérimenté un degré de fusion partielle élevé qui est au-delà du champ de stabilité du clinopyroxène. Les roches de cette couche montrent souvent des fabriques de déformation de haute température.

Les roches mafiques-ultramafiques litées forment une section transitionnelle entre le manteau et la croûte (Fig 1.1B) correspondant au Moho pétrologique dans un environnement de lithosphère océanique moderne (Dilek et Furnes, 2011). La couche inférieure du gabbro lité (Fig 1.1C) est principalement constituée de gabbro à olivine et de gabbro et parfois d'anorthosite, de troctolite ou de wehrlite. La variation dans la

proportion des phases minérales (olivine, plagioclase, clinopyroxène) définit les lits de cette couche. Le gabbro isotropique (Fig 1.1D), qui se situe au-dessus du gabbro lité, a une texture et une taille de grains hétérogène.

D'après Dilek et Eddy (1992), la limite entre le gabbro isotropique de la séquence plutonique et le complexe de dykes nourriciers situé dessus n'est pas toujours magmatique (Fig. 1.1E); dans certaines ophiolites (Troodos, Cyrus, Kizildag), elle est définie par un angle faible d'une faille normale symbolisé par une déformation intense mylonitique à cataclastique dans les gabbros. Les dykes nourriciers sont généralement verticaux à subverticaux avec une épaisseur pouvant atteindre jusqu'à 2km.

Les roches extrusives dans les ophiolites sont principalement des laves coussinées, des brèches de coulée et des coulées massives qui ont des compositions variant de basalte à basalte andésitique à la base et d'andésite à rhyolite au sommet (Fig 1.1F ; Dilek et Fornes, 2014). Dans certaines ophiolites, des dykes et laves de boninite représentent le dernier stade du magmatisme. Les roches volcaniques sont généralement recouvertes par des roches sédimentaires/chert se retrouvant au sommet de la stratigraphie (Fig 1.1G).

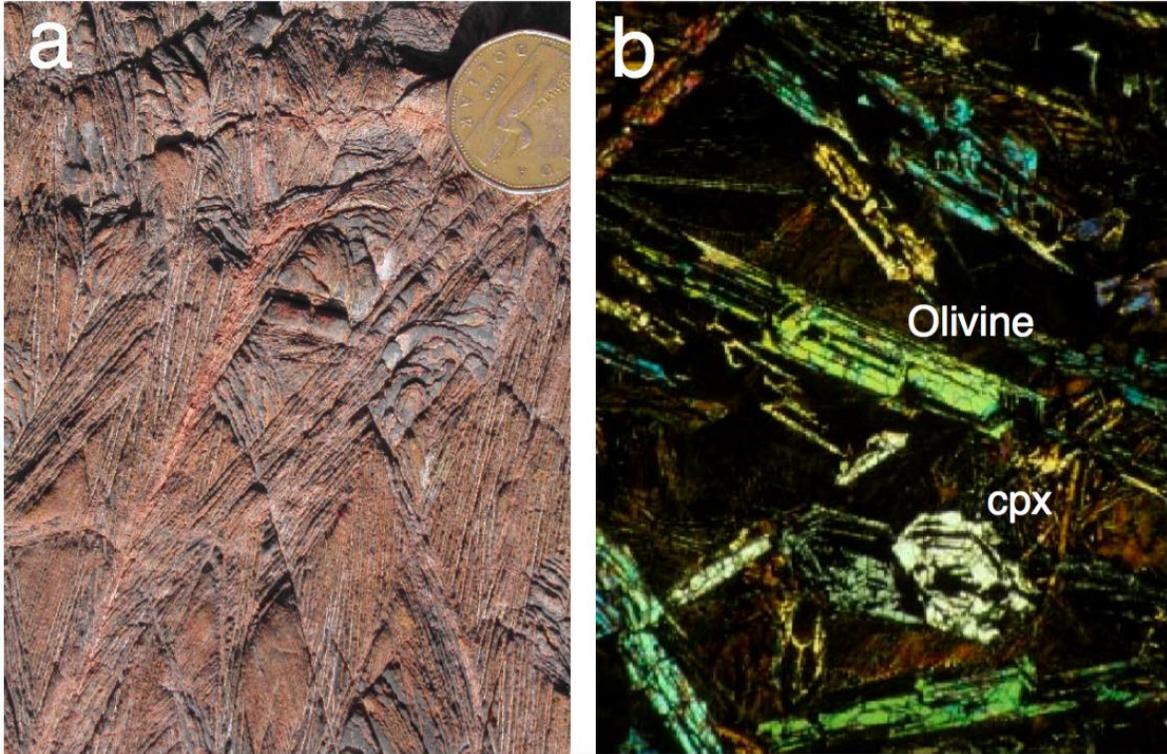
### **1.2.2 Komatiite**

Les komatiites constituent un champ d'intérêt particulier au sein de la communauté géologique. Ces roches sont intéressantes à cause de leur antiquité, leur variété en termes de structures et de textures, leur potentiel à être des cibles pour les dépôts de Ni-Cu-EGP ainsi

que leur habileté à donner des informations sur la géodynamique archéenne (Prabhakar, 2014).

Une komatiite est définie comme une roche qui présente des évidences de textures et de relations de terrain d'une roche d'origine volcanique ou subvolcanique, qui a un assemblage minéralogique mafique ou ultramafique et une géochimie de composition ultramafique (Arndt et al., 2008). Les komatiites sont caractérisées par une forte concentration en  $MgO \geq 18\%$  et de faibles concentrations en Ti et en alcalins ( $<1\% TiO_2$  ;  $Na_2O+K_2O <2\%$ ; Le Bas, 2000). Bien qu'il s'agisse de roches volcaniques, l'usage du terme est également commun pour des dykes et "sills hypabyssaux" dont les textures sont similaires aux komatiites (Arndt et al., 2008).

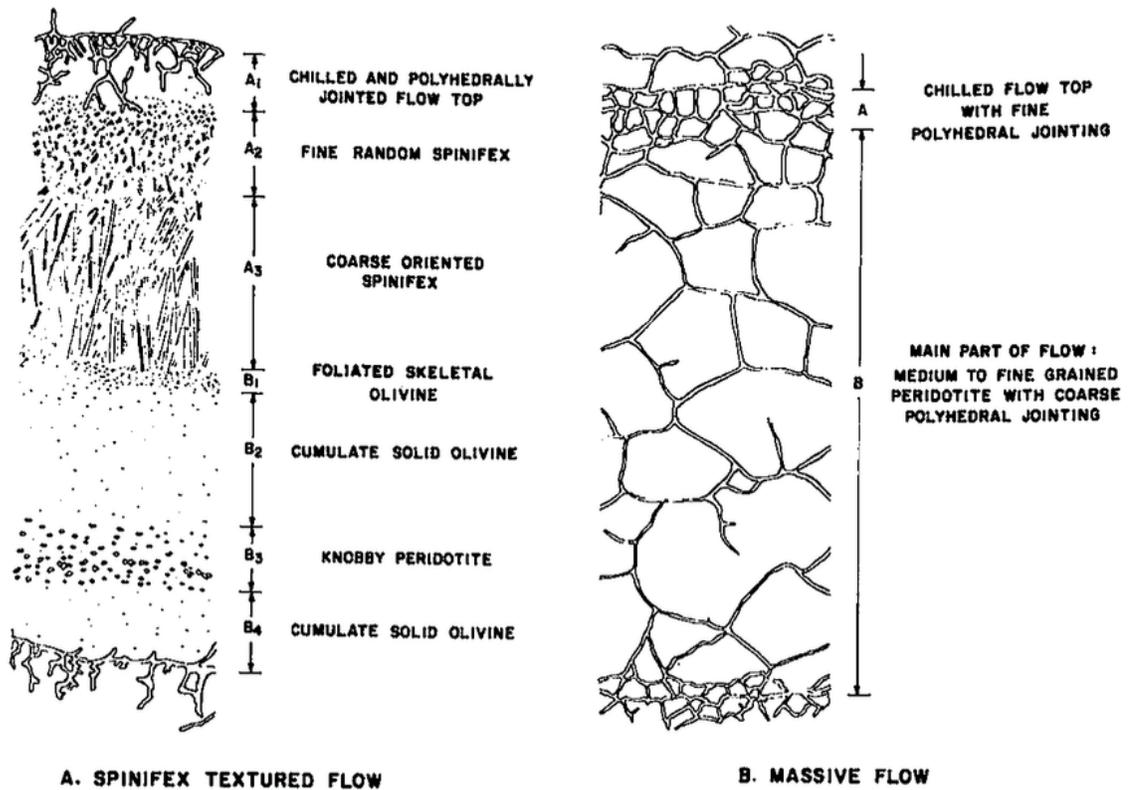
Plusieurs critères mettent en évidence une mise en place volcanique : les grains fins, la présence de brèches, hyaloclastites, vésicules ou encore les amygdules. Cependant, pour distinguer les komatiites des autres types de roches volcaniques hautement magnésiennes, il est essentiel d'inclure la texture spinifex dans la définition de ce type de roche. La texture spinifex (Fig. 1.2) est caractérisée par la présence de larges lamelles squelettiques et dendritiques de cristaux d'olivines et de pyroxènes qui se retrouvent dans la partie supérieure d'une coulée komatiitique ou aux marges des "sills" (Nesbitt, 1979).



**Figure 1.2: a. Photo de terrain de texture spinifex d'une coulée komatiitique avec des grandes lamelles d'olivines orientées (échantillon provenant de Munro Township, Canada). b. Texture spinifex d'une coulée komatiitique en lame mince (échantillon provenant de la ceinture de roche verte de Belingwe, Zimbabwe). Les lamelles d'olivines baignent dans une matrice de clinopyroxénite + verre volcanique. Tiré de Arndt et al (2005).**

Les komatiites montrent un large éventail de textures et de structures volcaniques. Les coulées ultramafiques les plus spectaculaires (Munro Township et Baberton) se différencient en deux parties : la partie inférieure qui est composée de phénocristaux d'olivines (zone B) et la partie supérieure (zone A) qui est composée de spinifex d'olivines/pyroxènes (Fig. 1.3; Arndt et al., 1979). Ces textures sont liées à une caractéristique des coulées komatiitiques ; un écart important de température entre la cristallisation de l'olivine (vers 1600°C) et la seconde phase à cristalliser, les clinopyroxènes (vers 1200°C). Il est aussi possible de retrouver des joints colonnaires, des coussins, ou encore des fragments dans les komatiites. À noter que la plupart des éruptions

komatiitiques sont dépourvues de texture spinifex dans la partie supérieure. Les coulées massives sans texture spinifex, qui composent 60 à 80% des séquences komatiitiques, sont beaucoup plus communes que les coulées komatiitiques à texture spinifex (Arndt et al., 2008).



**Figure 1.3: A. Illustration de la stratigraphie d'une coulée komatiitique à texture spinifex (les roches les plus décrites dans la littérature). B. Illustration de la stratigraphie d'une coulée komatiitique massive (beaucoup plus commun dans la nature). Tiré de Arndt et al. (1979).**

D'après plusieurs auteurs, les plumes mantelliques sont les sources les plus probables des magmas komatiitiques, bien que d'autres hypothèses comme la fonte d'un manteau hydraté dans des zones de subduction (Arndt et al., 2008) ont été avancées.

### 1.2.3 Basalte en plateau

Plusieurs articles provenant de nombreux auteurs (Cox, 1983; Cox et al., 1984; Hawkesworth et al., 1988; Lightfoot et al., 1990; Hergt et al., 1991) et des livres bien connus (Erlank, 1984; Carlson, 1991) font un résumé des informations pétrographiques et géochimiques des basaltes en plateaux ainsi que leur environnement de formation. Les paragraphes qui suivent sont essentiellement une synthèse de ces documents.

Les basaltes en plateau sont composés de coulées massives subaériennes qui ont des fréquences d'éruption épisodique, rapide, générant un important volume de roche dans la croûte continentale. Les coulées individuelles sont épaisses (moyennant 25m) et quand les affleurements rocheux sont bien exposés, ces coulées peuvent être retracées sur des dizaines et parfois des centaines de kilomètres. Les basaltes en plateau peuvent faire irruption dans les bassins océaniques, mais ils sont moins bien documentés que leur équivalent continental, car ils sont moins accessibles et seuls les plus jeunes ont été conservés.

Les basaltes en plateau contiennent plusieurs types de roches incluant les picrites, néphélines et rhyolites dans les séquences volcaniques où la composition prédominante est basaltique. Les derniers papiers sur les basaltes en plateau se concentrent essentiellement sur la signature des éléments traces et des isotopes, mais il est aussi essentiel de caractériser la minéralogie et la composition des éléments majeurs. Deux critères de ces basaltes sont particulièrement intéressants; les basaltes sont moyennement fractionnés/évolués et ils sont de composition relativement uniforme. La plupart des basaltes continentaux sont des tholéïtes avec une teneur élevée en SiO<sub>2</sub> (50-55 wt%) et une faible/moyenne teneur en

Mg# (45-60; Macdougall, 1988; Carlson, 1991; Wooden et al., 1993). La grande majorité des basaltes en plateau continental d'origine volcanique et subvolcanique sont modérément enrichis en éléments incompatibles sauf le Nb et Ta. Les anomalies négatives en Nb-Ta sont présentes dans la plupart des basaltes retrouvés dans les provinces volcaniques en plateau.

Plusieurs modèles ont été proposés depuis les années 80 sur l'origine des basaltes en plateau. Le modèle qui suggère une origine reliée aux plumes mantelliques provenant de la limite manteau-noyau est le plus accepté (Richards et al., 1989; Campbell et Griffiths, 1990; Campbell, 2007).

L'intérêt économique des basaltes en plateau est associé à la présence d'intrusions mafiques/ultramafiques intercalées entre les basaltes tholéitiques. Ces intrusions peuvent contenir des gisements de type Ni-Cu-EGP (Naldrett, 1997; Pirajno, 2000). Les grands complexes de Noril'sk-Talnakh (Russie) et Duluth (États-Unis) sont des exemples.

#### **1.2.4 Intrusion litée**

Les intrusions litées mafiques et ultramafiques ont longtemps fasciné les géologues puisqu'ils exposent divers processus de formation de textures/structures ignées d'une chambre magmatique (Harker 1904; Wager and Brown 1967; Irvine 1982 ; Parsons 1987; Cawthorn 1996 ; McCallum 1996 ; Cawthorn et al. 2005 ; O'Neil et al. 2007). Le résumé suivant qui est une compilation du travail de ces auteurs met l'accent sur les caractéristiques importantes retrouvées dans les intrusions litées.

Les intrusions litées cristallisent à partir d'un magma généralement basaltique permettant la formation d'une masse ignée dont la caractéristique principale est un litage dominant. C'est des cumulats formés par l'accumulation de cristaux qui sont des répertoires de la cristallisation fractionnée dans un magma. Les intrusions litées jouent un rôle important dans l'illustration de la diversité compositionnelle dans un magma. Ils représentent un lien critique pour la compréhension de l'évolution d'un magma basaltique à partir de la fusion partielle dans le manteau jusqu'à la différenciation dans la chambre magmatique et l'éruption (basalte en plateau). Ces roches sont des composantes intégrales de la croûte continentale à travers le temps et certaines intrusions renferment des dépôts de classe mondiale en Cr, Ni, Cu, EGP, V.

Les intrusions litées sont retrouvées dans les séquences crustale des premières ceintures de roches vertes. L'assemblage minéralogique des intrusions litées varie d'un dépôt à l'autre, mais on y trouve principalement des pyroxènes, du plagioclase et localement de la serpentine et du talc. Ces intrusions contiennent aussi des lits riches en amphiboles et orthopyroxènes. Les intrusions litées sont majoritairement rencontrées au paléoproterozoïque et au néoarchéen entre 2000-2750 Ma.

Le tableau 1.1 modifié de Pérez (2017) résume les critères des différents assemblages de roches mafiques et ultramafiques tels que les komatiites et basaltes komatiitiques, les basaltes de plateau continental, les intrusions litées, les complexes troctolitiques-anorthositiques, les complexes ophiolitiques et les complexes Ouraliens-Alaskéens. Chaque assemblage est associé à une lithologie particulière, une affinité géochimique, un contexte géologique, etc. Ce tableau permettrait de faire une première évaluation des possibles

contextes géologiques qui ont permis la formation des unités mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC.

**Tableau 1.1 : Résumé des principales caractéristiques lithologiques, géochimiques et texturales des principaux assemblages de roches mafiques-ultramafiques et leur gisement associé. Modifié de Pérez (2017).**

<b>Assemblage de roches mafiques-ultramafiques</b>	<b>Lithologies</b>	<b>Caractéristiques discriminatoires</b>	<b>Contexte géologique</b>	<b>Affinité géochimique</b>	<b>Âge des gisements</b>	<b>Gisements: exemples</b>
<b>Komatiïtes et basaltes komatiïtiques</b>	Péridotites; pyroxénites et gabbros dans les coulées différenciées	>18% MgO, texture spinifex, contenu en Fo $\geq$ 90 des olivines, stratigraphie d'une coulée komatiïtique différenciée	Surtout associés à des ceintures des roches vertes probablement liées aux plumes mantelliques	Komatiïtique, Basalte komatiïtique	Archéen-Paléoproterozoïque	Ni-Cu-Co: Kambalda (Australie), Raglan (Canada)
<b>Basaltes de Plateau Continental-LIPs</b>	Basaltes et basaltes andésitiques (90-95%), rhyolites, picrites	Grande épaisseur et important volume de basaltes	Plumes (rift intracontinental, marge continentale)	Tholeiïtique à transitionnelle	Protérozoïque-Triassique (1800-250 Ma)	Ni-Cu-EGP: Noril'sk-Talnakh (Russie)
<b>Intrusions litées-LIPs</b>	Péridotites, chromitites, pyroxénites, gabbros, anorthosites,	Grand volume de magmas, intrusion de grandes dimensions, litage rythmique, cristallisation fractionnée	Plumes (rift intracontinental, marge continentale)	Tholeiïtique	Archéen-Cénozoïque	Ni-Cu-EGP-Cr-Fe-Ti-V : Great Dyke, Ring of Fire, Bushveld
<b>Complexes troctolitiques-anorthositiques</b>	Gabbros, troctolites, anorthosites	Troctolite – anorthosite	Possible dans les zones de subduction	Tholeiïtique	Mésoproterozoïque (1500 - 1300 Ma)	Ni-Cu-(EGP?): Voisey's Bay (Canada)
<b>Complexes ophiolitiques</b>	Basaltes, gabbros, pyroxénites, péridotites, complexe de dyke, chert	Séquence ophiolitique: basaltes coussinés, complexe de dykes, gabbro lité, cumulats ultramafiques, harzburgite	Extension avant-arc et arrière-arc en zones de subduction	Tholeiïtique, boninitique	Phanerozoïque	Cr : Variscan province Ophiolite de Mirdita ; Albanie
<b>Complexes Ouraliens-Alaskéens</b>	Péridotites, chromitites, clinopyroxénites, hornblendites	Morphologie parfois concentrique dominée par olivine + clinopyroxène et absence d'orthopyroxène	Zones de subduction,	Alcaline	Toutes les époques, la plupart entre 460 – 20 Ma	Cr-EGP: Duke Island (USA) Ourals

## 1.3 Méthodologie

Dans l'objectif de bien classer les roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC, une méthodologie en cinq phases distinctes a été adoptée.

### 1.3.1 Travaux de terrain

Des travaux de terrains ont été réalisés durant l'été 2016 sur une période de deux semaines. Ces travaux ont permis de couvrir une bonne partie des régions contenant les roches mafiques et ultramafiques (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 environ au 100 m. La majeure partie des traverses (75%) a été concentrée dans la portion SO avec un espacement moyen de 2 km. Les affleurements rocheux visibles en surface sont plus abondants dans cette zone et c'est aussi dans ce secteur que les indices/anomalies en Ni, Cu, EGP et Au ont été reportés.

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques, un total de 65 échantillons de roche a été prélevé. Un tri, basé sur la représentativité de la roche dans l'affleurement, la localisation, les textures/structures, l'altération, la dimension et la minéralisation, a été réalisé pour en conserver 50. Ceux-ci ont servi à faire des lames minces ainsi que des analyses chimiques. Le projet a justifié la confection de 50 lames minces, ainsi que l'analyse sur roche totale, soufre-carbone, et EGP de 39 échantillons (incluant les standards). La sélection de ces 39 échantillons a été établie selon le budget, la représentativité, les lithologies, la minéralisation et l'altération. La microsonde ainsi que les

analyses au laser ont été réalisées sur une dizaine de lames minces dont l'ensemble totalise plus de 350 points d'analyse.

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

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

### **1.3.2 Pétrographie**

L'étude pétrographique est la deuxième phase du projet 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 recoupements, d'avoir une idée sur le degré de métamorphisme ou encore de sélectionner les cibles pour la chimie minérale. Les lames minces polies ont été confectionnées par IOS Services Géoscientifiques.

### **1.3.3 Géochimie**

L'analyse lithogéochimique constituant la troisième phase sert à déterminer la concentration des éléments majeurs, mineurs et traces des roches. 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 afin de

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 d'intérêt (Ni, Cu, EGP, Au, Cr).

L'étude géochimique est un moyen de connaître les environnements tectoniques de formation des 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 et ils sont le reflet de différents processus pétrogénétiques.

### **Analyse sur roche totale**

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), séparée mécaniquement (riffle) pour obtenir un échantillon représentatif et pulvérisée 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. L'ICP-MS, à travers la digestion à 4-acides (chlorhydrique, nitrique, perchlorique et fluorhydrique), a été la méthode d'analyse et l'activation neutronique a servi pour certains éléments trace.

Cependant, la limite de détection de la majeure partie des éléments traces était trop haute et la digestion à 4-acides était incomplète pour des éléments tels que le Cr, Rb, Nb. De ce fait, les éléments traces ont aussi été déterminés par l'intermédiaire LA-ICP-MS en utilisant le Li-tetraborate et le Fe des analyses d'Actlabs comme standard interne au LabMaTer (UQAC). La quantification des EGP et du soufre-carbone a aussi été déterminée au LabMaTer. 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). Les résultats des matériaux de référence sont montrés à l'annexe A.

#### **Analyse des minéraux : Microsonde**

Les analyses à la microsonde électronique servent à déterminer les concentrations en éléments majeurs et mineurs des silicates, des oxydes et des sulfures. L'objectif est 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 (cristallisation fractionnée)
- c) d'interpréter le contexte géologique de formation des roches et d'estimer la nature des magmas parentaux.

Les analyses ont été réalisées à l'Université LAVAL. Le laboratoire opère une microsonde électronique CAMECA SX-100.

### **Analyse des minéraux : LA-ICP-MS**

Les analyses par LA-ICP-MS servent à déterminer les concentrations en éléments mineurs et traces des phases silicatées et des oxydes. La technique LA-ICP-MS consiste en une ablation laser (laser ablation, LA) et une spectroscopie de masse avec plasma couplée par induction (inductively coupled plasma mass spectrometer, ICP-MS). Les analyses au laser ont été réalisées au LabMaTer de l'UQAC en suivant ces différentes étapes :

1. L'échantillon solide est placé dans une petite cellule;
2. L'ablation laser utilise des rayons UV avec une longueur d'onde de 193 nm;
3. Une vapeur de petites particules ( $<2 \mu\text{m}$ ) du minéral est produite;
4. Cette vapeur est transportée par un gaz jusqu'au spectromètre de masse;
5. Les particules sont ionisées dans un plasma-Ar ( $\sim 6000 \text{ }^\circ\text{K}$ ).

Les analyses ont été conduites à une fréquence d'ablation de 15 hz, une fluence de  $5\text{j}/\text{cm}^2$ , une durée de lecture de bruit de fond d'environ 20 secondes et une durée d'ablation de 40 secondes. Selon ces paramètres, l'intégration des minéraux est généralement de 25 secondes, mais en fonction des interférences elle varie de 5 à 35 secondes de signaux. Un total de 57 isotopes a été analysé commençant à  $\text{Mg}^{25}$  jusqu'à  $\text{Pb}^{208}$ . La liste complète des isotopes analysés est disponible à l'annexe C.

Le matériau de référence permettant de déterminer les éléments mineurs et en trace est le GSE, un verre basaltique qui est calibré au  $\text{Fe}^{57}$ . Pour contrôler la qualité des résultats, le matériel de référence GSD a été utilisé. Les résultats obtenus sont présentés en détail à l'annexe C. Ces résultats témoignent d'une faible variabilité entre les différentes

mesures du même matériel ainsi qu'une bonne reproductibilité notamment pour le GSD (3-5%).

# **CHAPITRE 2**

## **CONTEXTE GÉOLOGIQUE**

### **2.1 Localisation et accès**

La région d'étude est située à 250 km au nord de la ville de Matagami (Fig. 2.1) et couvre les feuillets SNRC 32K13, 32K14, 32N03. Elle est comprise entre les longitudes 77°00' et 78°00'W et les latitudes 50°45' et 51°15'N. Il est possible d'accéder au secteur via la route de la Baie-James reliant la ville de Matagami à Radisson ou via la route de nord.

La région est caractérisée par une végétation dense (taïga) et une topographie relativement plane. L'accès aux affleurements n'est pas évident et un déplacement en hélicoptère est requis. Les affleurements ne sont pas bien exposés et un travail de décapage est souvent nécessaire pour bien visualiser la roche.

### **2.2 Géologie régionale**

La région d'étude appartient à la Province de Supérieur qui constitue le cœur du Bouclier canadien, l'un des plus grands cratons précambriens exposés du globe terrestre (Fig. 2.2). La Province du Supérieur est recouverte par des roches sédimentaires protérozoïques de différents âges et par des roches paléozoïques, principalement d'âge Ordovicien à Silurien (Card et Ciesielski, 1986). 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 (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 de 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: 1) des sous-provinces dominées par des assemblages de roches plutoniques de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) plus ou moins déformés et gneissiques; 2) des sous-provinces qui présentent des assemblages volcaniques et sédimentaires métamorphisés au faciès des schistes verts et amphibolites et qui sont distribuées sous la forme de ceintures autour de domaines composés de roches intrusives 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 CC, dont la dimension est approximativement de 5 km x 80 km (feuillet SNRC 32K13, 32N03 et 32N04), est située entre les sous-provinces archéennes de Nemiscau au nord, et de l'Opatica au sud. 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; Benn et al., 1992; Hocq, 1994).

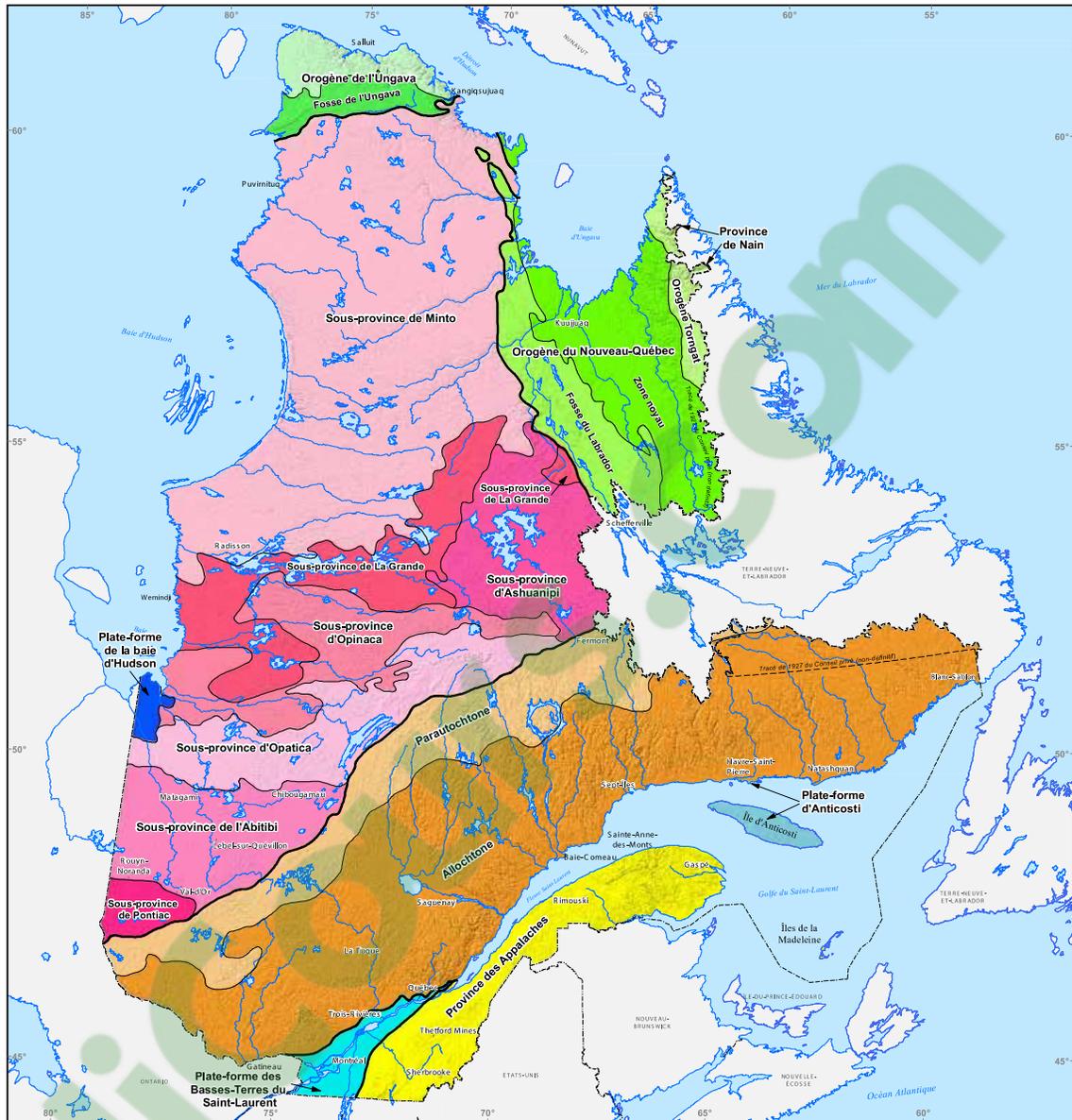
D'après Bandyayera et Daouenne (2017), les conditions métamorphiques sont assez homogènes à l'échelle régionale. Les roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau montrent des conditions de hautes températures et basses pressions et les assemblages minéralogiques fréquemment rencontrés sont 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. Par contre, les conditions métamorphiques de la ceinture de CC sont généralement de plus bas grade et elles sont caractéristiques du faciès des schistes verts. L'actinote-trémolite, la chlorite et l'épidote sont parmi les phases les plus communes des roches volcaniques mafiques et intermédiaires du Groupe de CC.

Les observations de terrain de Bandyayera et Daouenne (2017) suggèrent que la région a été principalement affectée par deux phases de déformation, D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. La phase D<sub>2</sub> est pénétrative à l'échelle régionale. Elle est caractérisée par une schistosité à fort pendage et d'orientation E-O à NE-SO. La phase D<sub>2</sub> a conduit à la formation de synformes synclinales dans les unités du groupe de CC. Dans l'Opatica, la foliation S<sub>2</sub> montre des trajectoires et des pendages plus variables, mais qui suggèrent fortement une géométrie en « dômes et bassins » avec des traces de plans axiaux d'orientation moyenne E-W.

La ZCLC qui marque la bordure sud de la ceinture de CC et qui est interprétée par Bandyayera et Daouenne (2017) comme le contact entre les Sous-provinces du Nemiscau

et d'Opatica serait une structure dont le développement est contemporain de la déformation régionale  $D_2$ . Les linéations minérales et d'étirement à fort plongement qui ont été mesurées le long de la ZCLC et plus généralement dans l'ensemble de la ceinture de CC suggèrent que  $D_2$  est principalement associée à des mouvements verticaux de la matière crustale.

Toujours selon Bandyayera et Daoudenne (2017), la phase de déformation tardive  $D_3$  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) affectant les unités du coin SO de la région observée (Fig. 2.3) est un corridor de déformation typique de la phase  $D_3$ . La ZCRN dont la cinématique est décrochante dextre recoupe et réemprunte en partie la ZCLC et elle limite les unités de la ceinture de CC à l'ouest.



- Plate-forme du Saint-Laurent
- Plate-forme de la baie d'Hudson
- Province des Appalaches
- Province de Grenville
- Province de Churchill
- Province de Nain
- Province de l'Ontario

**Métadonnées**  
 Projection cartographique : Conique de Lambert avec deux parallèles d'échelle conservée (46° et 60°)

**Réalisation**  
 Compilation géologique : Ghyslain Roy  
 Diffusion : Ministère des Ressources naturelles, Direction de l'information géologique du Québec

Note: Le présent document n'a aucune portée légale  
 © Gouvernement du Québec, 2012

0 150 km  
 1/10 000 000

**Ressources naturelles**  
**Québec**

Figure 2.1: Carte géologique du Québec et de ces différentes Provinces et Sous-Provinces. Tiré du SIGEOM (2016).

### 2.2.1 *Nemiscau*

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

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

Les trois domaines métasédimentaires du Nemiscau (Fig. 2.2) sont formés de paragneiss et de métatexites/diatexites de paragneiss avec divers assemblages minéralogiques (à biotite; à biotite-hornblende; à orthopyroxène-biotite-grenat) et d'amphibolites. Ces roches sont l'encaissant d'intrusions syncinématiques de composition tonalitique à granodioritique ainsi que de pegmatite granitique blanche à biotite (Hocq, 1994).

### 2.2.2 Opatica

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

La Sous-province d'Opatica a été divisée en 5 principales unités lithodémiques. Ces unités lithodémiques sont : 1) Le Pluton du Lac Rodayer, une intrusion composite formée de tonalite, de diorite quartzifère et de diorite; 2) la suite de gneiss gris, formée de leucotonalites et leucogranodiorites fortement foliées contenant moins de 5 % de minéraux mafiques (biotite ± hornblende) ainsi que des quantités mineures de diorite et de gabbro; 3) la suite de tonalite-gabbro recoupant le gneiss gris; 4) la suite de monzodiorite-granodiorite-tonalite-diorite localisée au contact Opatica et Abitibi (par exemple les plutons de Canet et de Barlow); et 5) l'unité de granite rose à gris blanchâtre massive à faiblement déformée (Bandyayera et Daoudene, 2017).

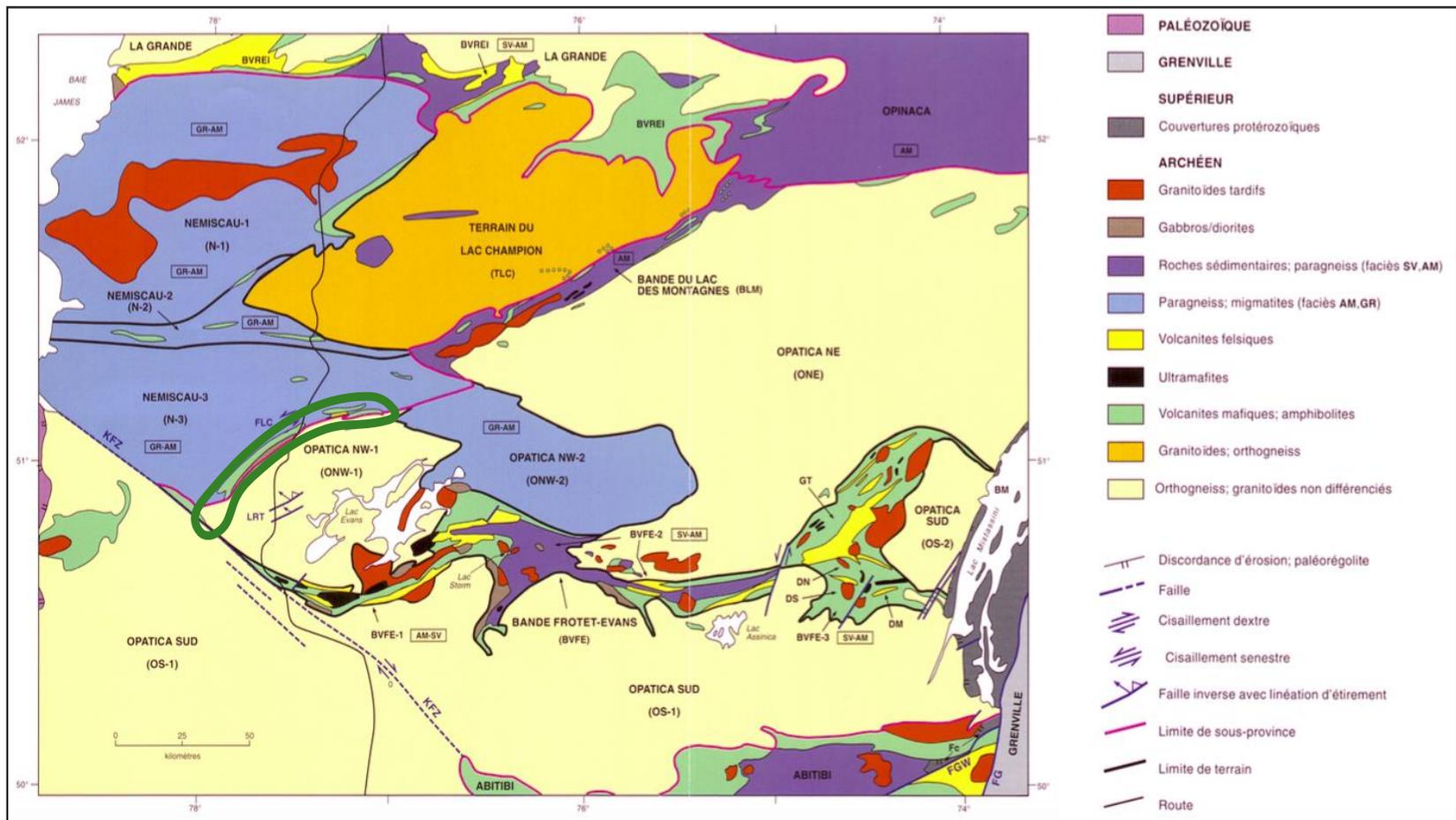


Figure 2.2: Subdivision des sous-provinces d'Opatica et de Nemiscau. La bande vert clair à l'intérieur de l'ellipse vert foncé représente la ceinture de CC. **BM** : bassin de Mistassini; **BVREI** : bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure; **DM** : complexe de De Maurès; **DM** : complexe de Domergue nord; **DS** : complexe de Domergue sud; **Fc** : formation de Chibougaui; **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 des amphibolites, des granulites, des schistes verts. Modifié de Amvratcev et al. (1986)

## 2.3 Géologie locale et minéralisation

La ceinture de CC forme une bande de roches volcano-sédimentaire localisée le long du contact entre les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province du Nemiscau au nord et l'ensemble intrusif de la Sous-province d'Opatica au sud. Le Groupe de CC a été cartographié pour la première fois au début des années 60, à l'ouest des lacs Colomb et Chaboulié (Remick, 1963). Les travaux au sud de la région de Naquiperdu ont permis de conclure que les roches volcano-sédimentaires du Groupe de CC forment une ceinture continue d'orientation N-E débutant à l'est de la rivière Nottaway et traversant la région du lac Naquiperdu (Gillain, 1963). La ceinture volcano-sédimentaire de CC 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 des roches intrusives mafiques et ultramafiques (Fig. 2.3; Bandyayera et Daoudene, 2017). Les travaux de prospection et de cartographie ont montré que les roches intrusives mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC et plus particulièrement les faciès gabbroïques présentent des assemblages minéralogiques qui sont caractéristiques des sulfures magmatiques (pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, ± pyrite). Des indices historiques d'or ( $\leq 2,5$  ppm), de nickel-cuivre ( $\leq 0,33\%$  Ni et  $\leq 1,4\%$  Cu), de platine et de palladium ( $\leq 251$  ppb Pt et  $\leq 797$  ppb Pd) sont associés à ces faciès gabbroïques (Bandyayera et Daoudene, 2017).

L'indice Horden a été découvert lors de forages d'une anomalie géophysique par la Compagnie INCO (Pearson et al., 1993). Les analyses d'échantillons ont montré que ces

roches contiennent du Cu 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 1 à 10 % de chalcopryrite disséminée avec un peu de pyrite et de pyrrhotite (Fig. 2.4). 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 (2015) ont permis de trouver des teneurs indiciaires en Pd et des teneurs anormales en Pt, Ni et Cu (Bandyayera et Daoudene, 2017).

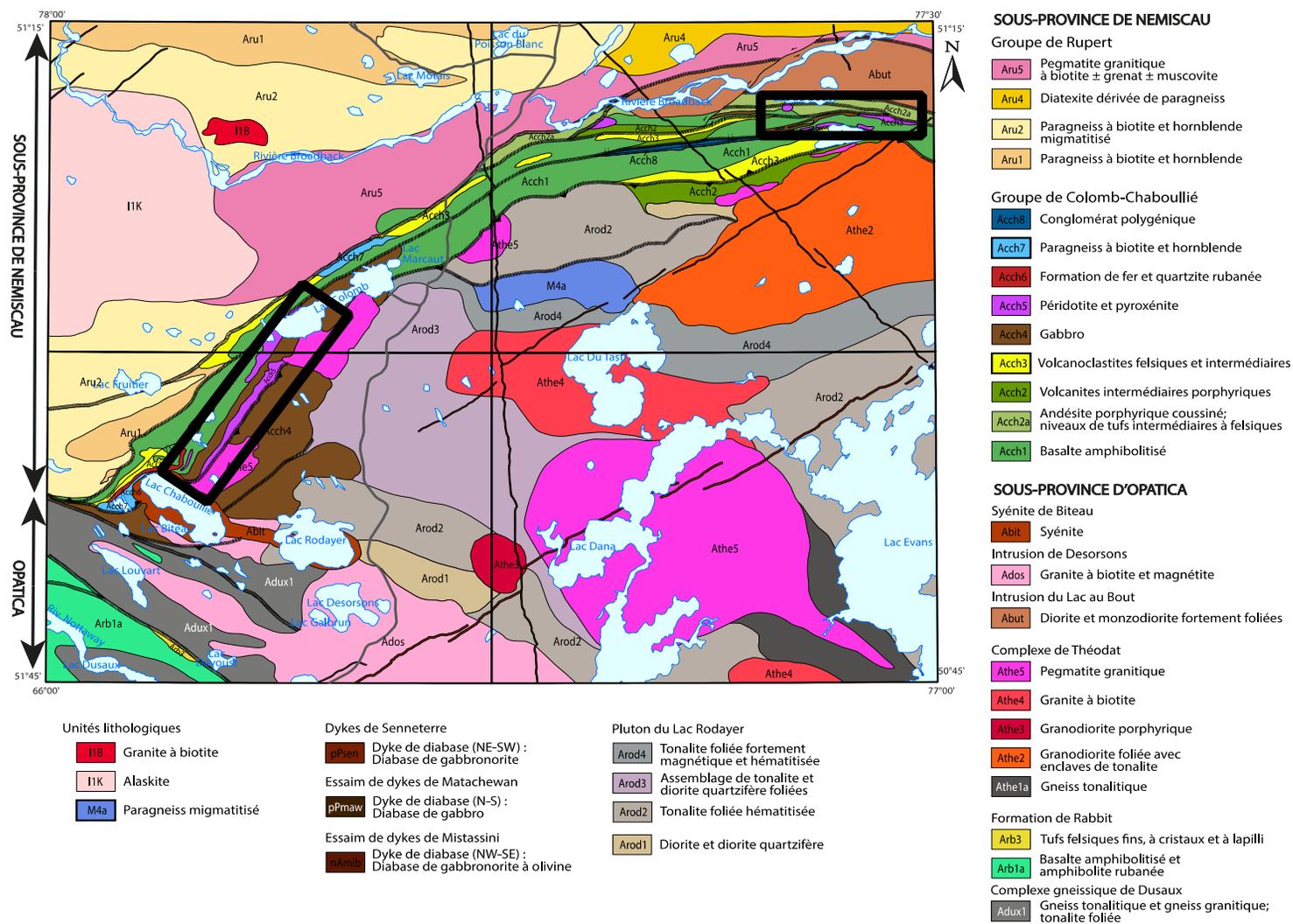


Figure 2.3 : Géologie du secteur du lac Rodayer contenant la ceinture volcanosédimentaire de CC. Les unités mafiques et ultramafiques étudiées sont localisées dans les deux encadrés noirs. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017).

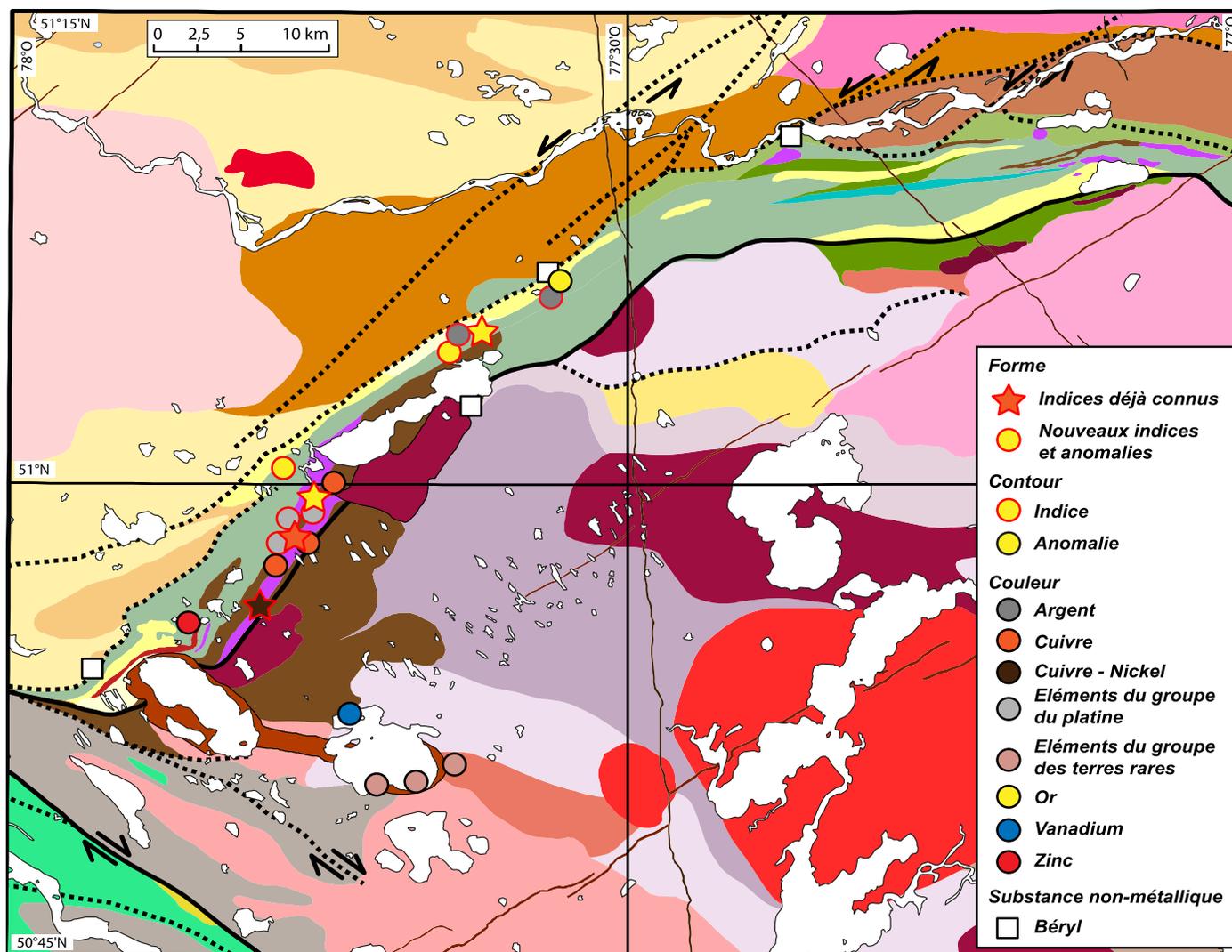
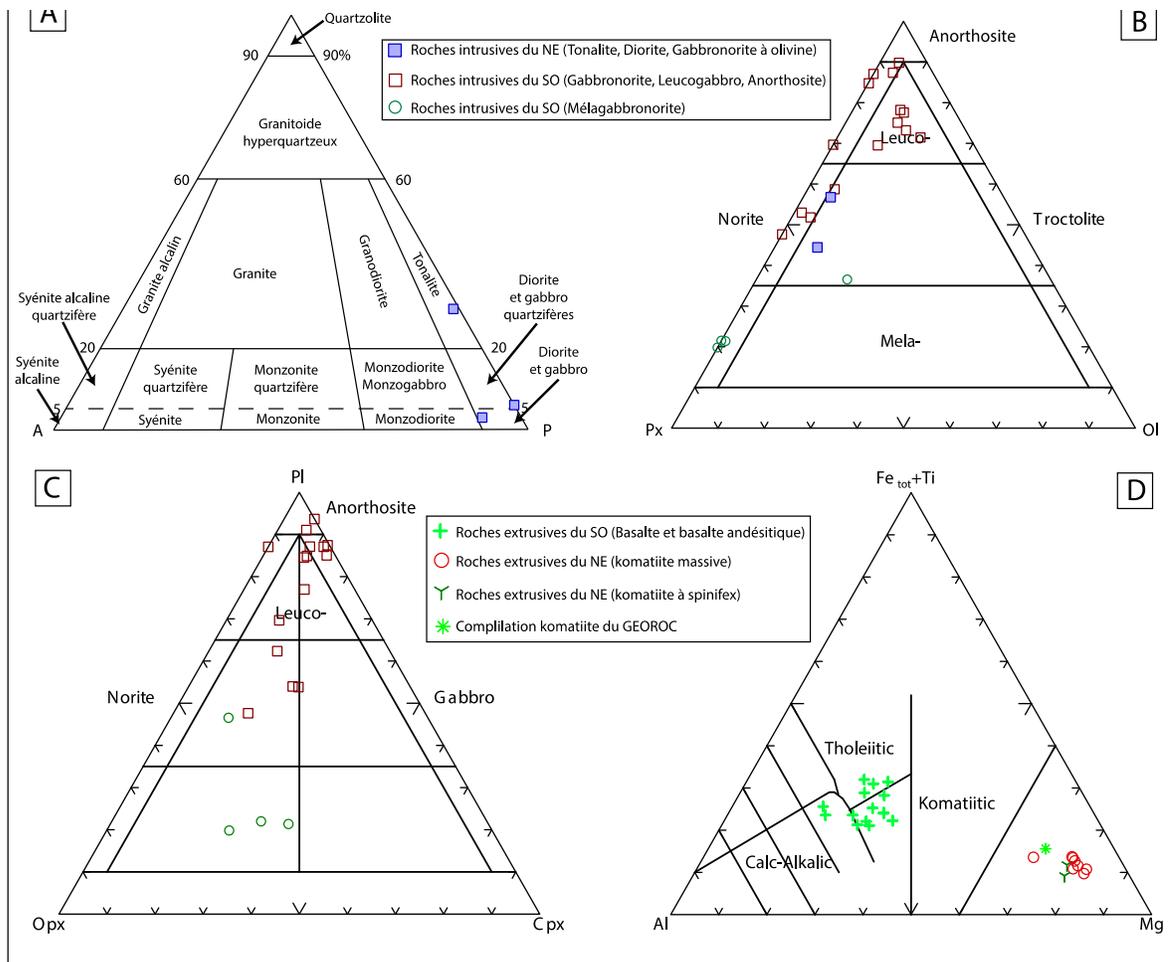


Figure 2.4: Localisation des principaux sites d'intérêt économique (indice/anomalie) du secteur de Colomb-Chaboullié (Bandyayera et Daoudenne, 2017).

## **CHAPITRE 3**

Les roches étudiées sont métamorphisées et leur assemblage minéralogique est principalement composé de minéraux métamorphiques. Dans le but de classer et interpréter les assemblages rocheux de la ceinture de CC, un calcul normatif convertissant en pourcentage modal les minéraux primaires a été réalisé. Les roches intrusives du NE sont mafiques à felsiques, en passant de la tonalite jusqu'à la gabbronorite à olivine (Fig. 3.1A, B). Les roches intrusives du SO sont constituées de mélagabbronorite, de gabbronorite à olivine, de gabbronorite, de leucogabbro et d'anorthosite (Fig. 3.1B, C). Les roches extrusives du NE sont des komatiites et celles du SO sont basaltes et des basaltes andésitiques (Fig. 1D).



**Figure 3.1 : Diagrammes de classification des différents assemblages rocheux de la ceinture de CC. Les proportions minéralogiques ont été déterminées en utilisant le calcul de la norme CIPW.**

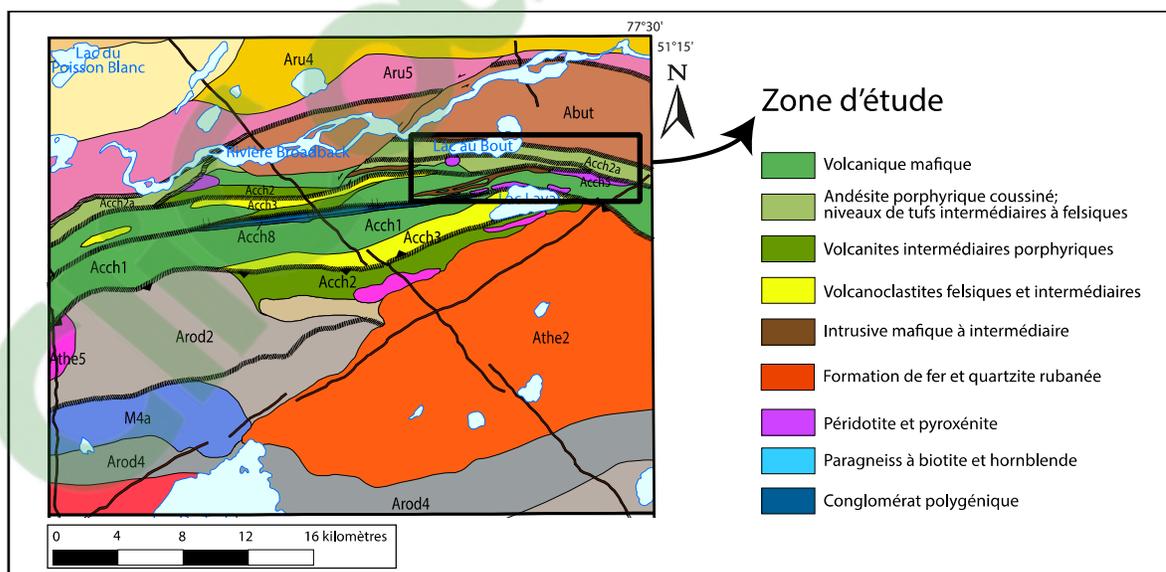
### 3.1 PÉTROGRAPHIE DES ROCHEES ULTRAMAFIQUES ET MAFIQUES DE LA PORTION NE

Comme mentionné en introduction, l'étude pétrographique a permis de comprendre que les roches de la ceinture de CC sont entièrement recristallisées et que leurs textures ignées sont rarement préservées. Les unités lithologiques devraient avoir le préfixe de méta pour souligner l'importance du métamorphisme. 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 localisées au NE de la ceinture de CC par l'intermédiaire des observations de terrain, de la description des lames minces, et de la chimie minérale.

### 3.1.1 Terrain

L'unité de péridotite (Acch5) est localisée exclusivement dans la portion NE de la ceinture volcanosédimentaire de CC (Fig. 3.2). Elle n'est pas très abondante et elle représente un faible pourcentage de la ceinture (2-3%). Plusieurs observations de terrain suggèrent que ces roches sont komatiites.



**Figure 3.2 : Carte géologique de la portion NE de la ceinture de CC. Le secteur renfermant l'unité de péridotite (Acch5) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daudene (2017).**

### 3.1.1.1 Évidences de coulées komatiitiques

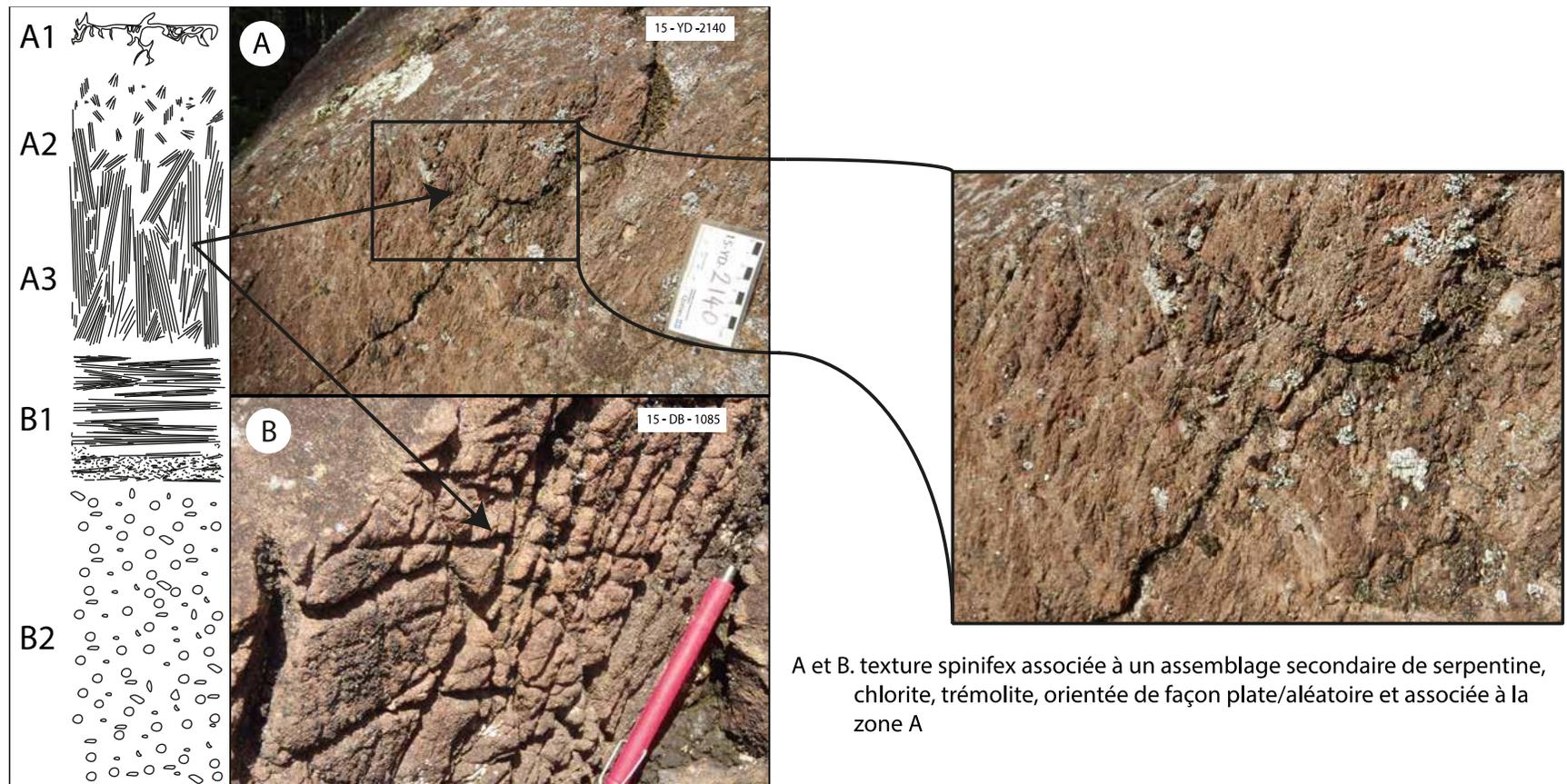
Les komatiites sont des roches montrant une panoplie unique de textures et de structures volcaniques. Un des meilleurs critères dans la reconnaissance d'une coulée komatiitique est la présence de spinifex. Dans le meilleur des cas, la coulée présente une zone massive composée de phénocristaux d'olivines (zone B) dans la partie inférieure de la coulée et une zone à spinifex (zone A) dans la partie supérieure de la coulée (Pyke et al., 1973; Viljoen et al., 1983). Les autres types de textures comme les fractures de refroidissement, les fragmentations de la roche, les joints polygonaux ou colonnaires et les coussins sont des critères importants témoignant du caractère volcanique de ces roches ultramafiques (Arndt et al., 1979).

#### *Partie supérieure de la coulée komatiitique (zone A)*

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 présence de spinifex permettrait d'affirmer avec certitude que les roches de l'unité Acch5 seraient des komatiites (Arndt, 2008).

La figure 3.3 est une évidence de la présence de spinifex dans cette unité. En effet, les figures 3.3A et B semblent correspondre aux zones A3 et A2 contenues 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 épaisse (entre 7 et 20 cm). L'assemblage minéralogique est composé de serpentine, chlorite, trémolite 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

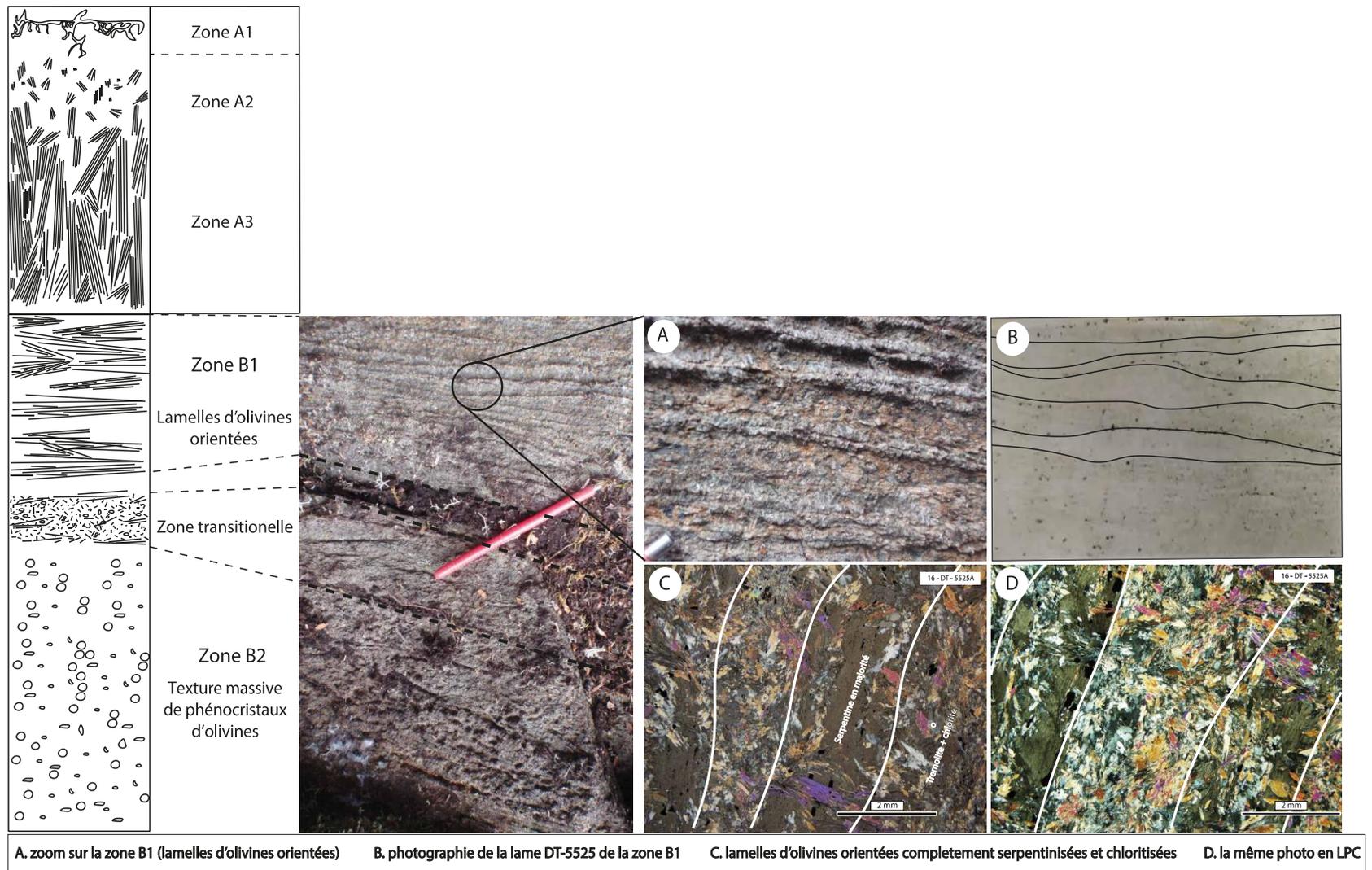
**Figure 3.3 : Texture spinifex associée à l'unité Acch 5. Les affleurements 15-YD-2140 et 15-DB-1085 semblent indiquer une morphologie de spinifex de la zone A3 qui est associé à un assemblage minéralogique de serpentine + chlorite + trémolite.**

### *Partie inférieure de la coulée komatiitique (Zone B)*

La figure 3.4 met en évidence l’affleurement 16-DT-5525 et la lame qui y est associée. La photo centrale de la figure 3.4 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 qui expose une structure lamellaire représentant les lamelles d’olivines allongées et orientées selon une direction préférentielle, et la zone B2 à texture massive qui est constituée de 20 à 40% de phénocristaux d’olivine baignant dans une matrice de verre volcanique. Dans ce cas d’étude, les roches sont maintenant massives et constituées de trémolite, chlorite et serpentine.

La structure qui est observée dans la zone B1 est aussi visible en lame mince (Fig. 3.4B). 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 figures 3.4C et D illustrent des reliques d’olivines lamellaires 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 verre volcanique observée typiquement dans les komatiites.

Dans une coulée komatiitique complète bien exposée et bien différenciée 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 justifierait son absence.

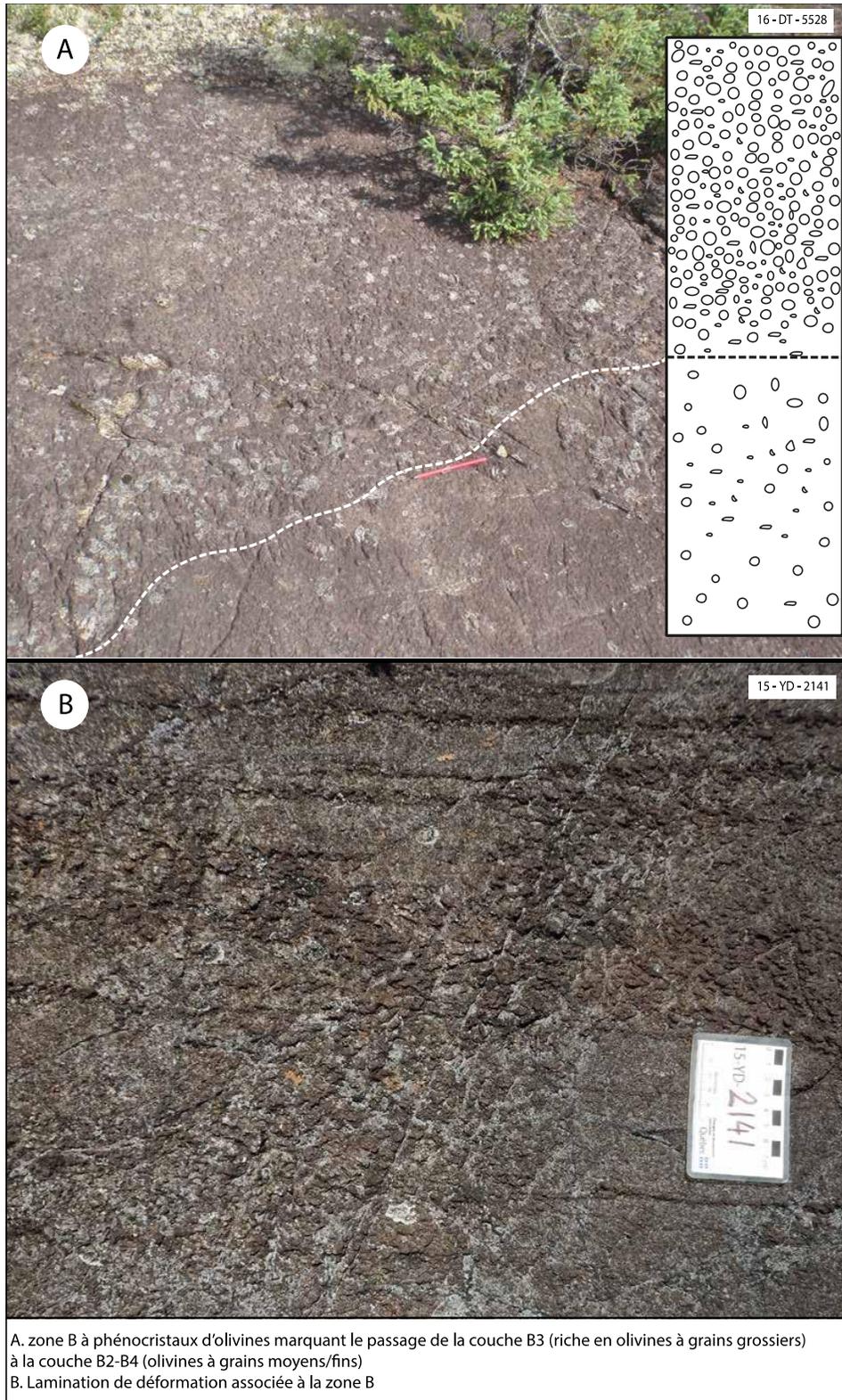


**Figure 3.4 : La zone B d'une coulée komatiitique retrouvé à l'affleurement 16-DT-5525. Distinction de la zone B1 à lamelles d'olivines orientées et la zone B2 à texture massive de phénocristaux d'olivine.**

### *Partie massive d'une coulée komatiitique (zone B)*

Une autre partie de la zone B est visible sur la figure 3.5A. Il est possible de distinguer clairement un litage marqué par la présence d'une forte concentration de grains grossiers d'olivines (phénocristaux) 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 massive plus riche en olivine pourrait être interprétée comme la couche B3 et la partie la moins riche en olivine pourrait être la couche B2 ou B4.

La figure 3.5B met aussi en évidence la zone B à texture massive de phénocristaux d'olivines sur une autre partie affleurante. On y observe une concentration élevée de laminations subparallèles à la coulée. Ces dernières ont un espacement de 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.



**Figure 3.5 : Zone B à texture massive riche en phénocristaux d'olivine. Distinction de la zone B à phénocristaux d'olivines marquant le passage de la couche B3 à la couche B2-4.**

*Coulée en forme de tube*

Tout comme la texture 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., 1995). La présence de ces dernières textures jumelée à l'existence de spinifex et de la couche B1-2 serait un argument supplémentaire en faveur de komatiites.

La figure 3.6A 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 suggère la mise en place de plusieurs coulées (métriques à décamétriques) en forme de tube.

La même observation a été réalisée sur la figure 3.6B où les tubes sont en forme de lentille d'aspect bombé montrant 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 s'étendre jusqu'à cinq décamètres. Plusieurs fractures de refroidissement sont distinguables à l'intérieur d'une coulée (Fig. 3.6C). 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 figure 3.6D 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.



**Figure 3.6 : Différentes textures et structures volcaniques. A. Tube de laves. B. Coulées de lave komatiitique en forme de tube d'aspect lenticulaire. C Fractures de refroidissement. Enchevêtrement de fractures donnant un aspect bréchifié à la roche.**

### *Autres observations de terrain*

Des veinules de magnétite centimétriques suivant plusieurs orientations (Fig. 3.7A) sont visibles sur certains affleurements. 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. En surface, la roche est parcourue par des fractures de

refroidissement organisées selon des motifs plus ou moins distincts (Fig. 3.7B). Ces fractures qui sont en relief négatif renferment de la serpentine, de la trémolite et de la magnétite. Sur le terrain, les affleurements peuvent montrer une fabrique est-ouest parallèle à l'orientation régionale de la schistosité (Fig. 3.7C). En cassure fraîche, la roche est marquée par une couleur ocre-brunâtre en surface altérée ainsi qu'une croûte d'altération épaisse moyennant 1 cm (Fig. 3.7D).



**Figure 3.7 : Caractéristiques générales des komatiites à l'échelle des affleurements rocheux. A. Veinules de magnétite bordée de serpentine. Fractures de refroidissement formant des joints. C. Fabrique parallèle à l'orientation de la déformation régionale. Komatiite en cassure fraîche.**

Les observations de terrain réalisées sur Acch 5 (péridotites) ont montré que les roches qui composent cette unité ont des caractéristiques typiques d'une komatiite. On a pu observer des lamelles orientées, des spinifex, la zone B et A, ainsi qu'une variété de textures et structures volcaniques. En conséquence, l'unité Achh5 sera nommée komatiite.

### 3.1.1.2 Roches intrusives mafiques à intermédiaires

L'assemblage rocheux mafique à intermédiaire contenu dans la portion NE de la ceinture de CC montre des textures typiques de roches intrusives mafiques à intermédiaires. Elles ont généralement une granulométrie moyenne, elles sont relativement leucocrate, et très souvent massives (Fig. 3.8A et B).

L'assemblage minéralogique retrouvé dans cette unité est amphibole + chlorite + plagioclase + des phases mineures tel que des oxydes de fer/titane et du quartz. Cependant, la quantité de quartz observée dans certaines roches est souvent très élevée (Fig. 3.8C). La forte abondance de quartz pourrait être liée à l'assimilation de silice lors de la contamination crustale ou au fractionnement du magma qui aurait donné des roches riches en Si lors des dernières phases de cristallisation.



**Figure 3.8 : Caractéristique de terrain de l'unité mafique à intermédiaire située dans la portion NE de la ceinture de CC. A. Assemblage minéralogique typique de l'unité mafique à intermédiaire. B. Gabbro à grain moyen et leucocrate. C. Échantillon de diorite. D. Roche intrusive intermédiaire, homogène et à grain moyen.**

### 3.1.2 Assemblage minéralogique.

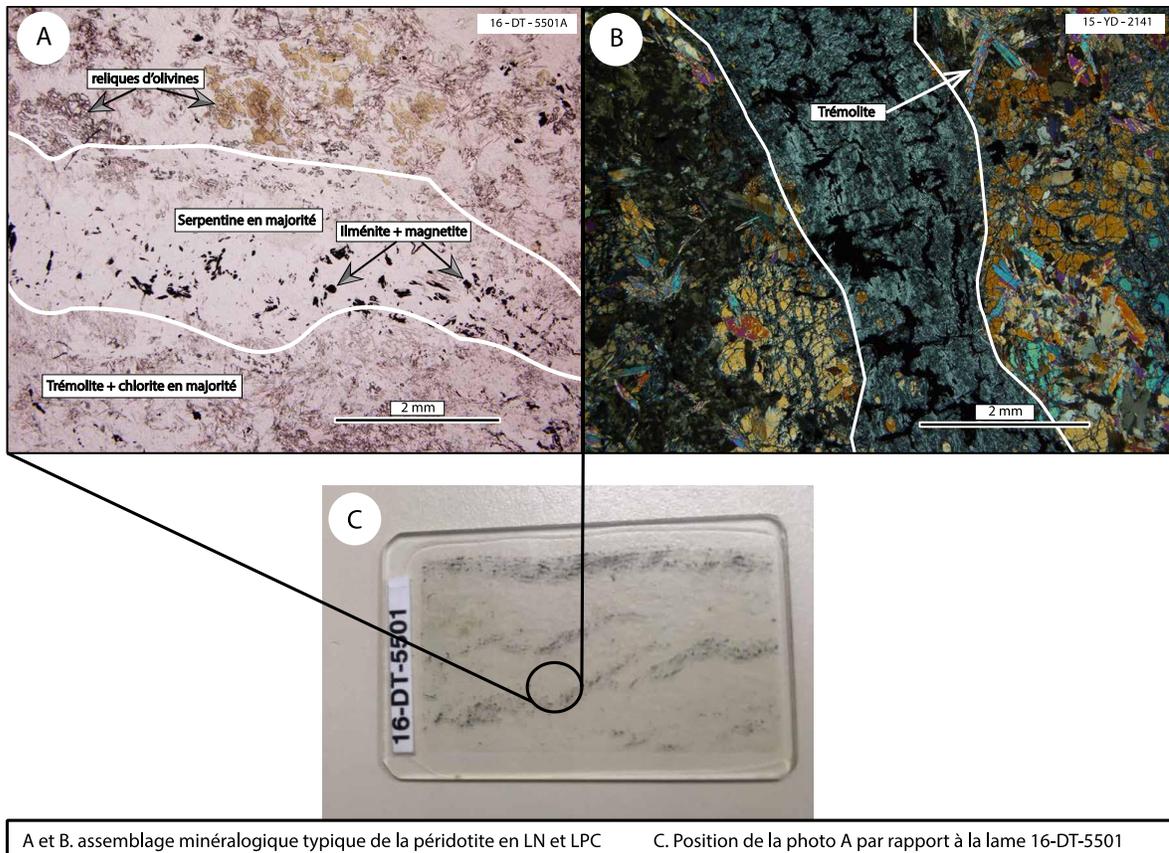
#### 3.1.2.1 Komatiites

En lame mince, les komatiites ont en grande partie un assemblage minéralogique secondaire. Il reste quelques reliques de minéraux primaires (olivine légèrement brunâtre) dont les textures originelles sont rarement conservées. Il y a principalement cinq phases dont les proportions sont exprimées en pourcentage modal; l'olivine (5-15%), la serpentine (20-40%), la chlorite (20-30%), l'amphibole (25-45%) et les minéraux opaques (5-10%). Les caractéristiques pétrographiques des komatiites et des roches intrusives mafiques à intermédiaires sont résumées au tableau 3.1 et l'ensemble de la pétrographie est disponible à l'annexe E.

La figure 3.9 permet de voir les textures des komatiites pour les 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 se présentent sous la forme de lamelles/veinules suivant une certaine orientation. 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 3.2 : Caractéristiques pétrographiques des komatiites et des roches mafiques à intermédiaires**

Unité	Caractéristiques de terrain	Textures	Minéralogie
Komatiite	<p>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).</p> <p>Présence de la zone A avec préservation des spinifex.</p> <p>Présence de coulée en forme de tube et de structures volcaniques.</p>	<p>Granulométrie moyenne/fine <math>\approx 1</math> mm pour les minéraux secondaires.</p> <p>Granulométrie grossière <math>\approx 3</math> mm pour les minéraux primaires.</p> <p>Préservation de la texture des lamelles d'olivines orientées malgré un remplacement presque total de l'olivine par la serpentine.</p>	<p>Minéralogie secondaire à 90% avec quelques reliques de minéraux primaires.</p> <p>5 à 15% d'olivine pour un contenu en Fo <math>\approx 84</math> et <math>\approx 30\%</math> de serpentine.</p> <p>25 à 45% d'amphibole (trémolite) et 5 à 10% d'oxydes (magnétite + ilménite).</p>
Mafique à intermédiaire	<p>Grain moyen/grossier, homogène, leucocrate</p> <p>Présence d'une quantité plus ou moins importante de quartz</p>	<p>Granulométrie grossière à très fine (3 mm à <math>&lt; 100</math> microns)</p> <p>Orthocumulat/mésocumulat, équigranulaire</p>	<p>30 à 70% d'amphiboles (hornblende verte)</p> <p>10 -15% de chlorite</p> <p>15 à 35% de quartz</p> <p><math>\approx 5\%</math> de plagioclase et <math>\approx 5\%</math> d'oxydes</p>

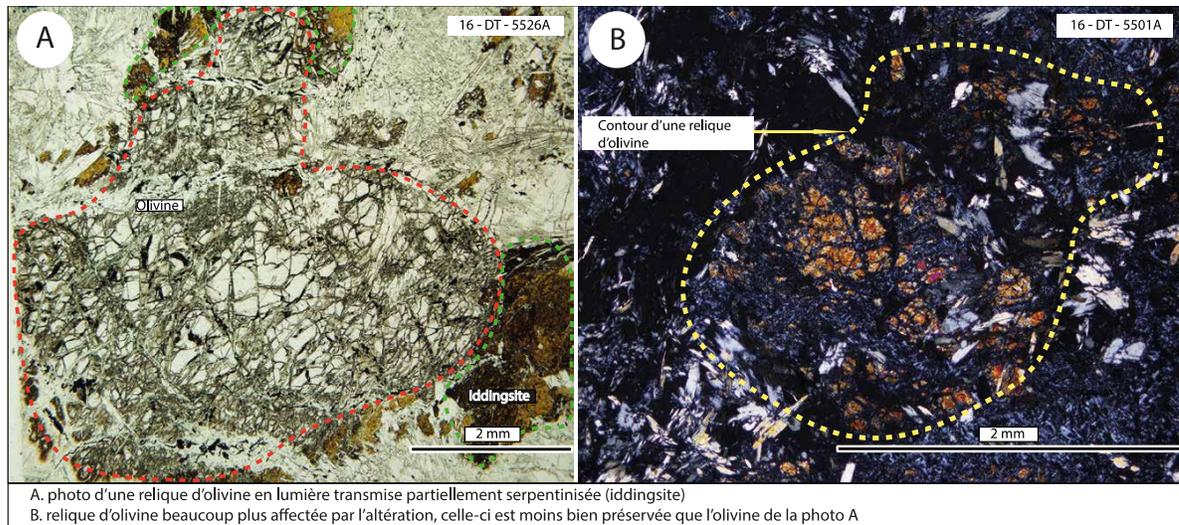


A et B. assemblage minéralogique typique de la péridotite en LN et LPC C. Position de la photo A par rapport à la lame 16-DT-5501

**Figure 3.9 : Assemblage minéralogique et textures des komatiites.**

### Olivine

L'olivine est le minéral primaire le plus abondant des komatiites et elle représente généralement 40 à 80% du volume de la minéralogie primaire d'un échantillon provenant d'une coulée de lave komatiitique (Arndt, 2008). Dans le cadre de cette étude, l'olivine est sous forme de reliques plus ou moins bien préservées et elle montre souvent un début de serpentinisation se matérialisant aux bordures des grains et par l'intermédiaire des craquelures. Les reliques d'olivines sont xénomorphes, de tailles variables généralement moyennes à grossières (rarement inférieures à 3mm) et certaines d'entre elles s'altèrent progressivement en iddingsite (Fig. 3.10).



**Figure 3.10 : 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 (Arndt, 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). Cette teneur plus faible en Fo est aussi observée pour les olivines contenues dans les komatiites altérées et métamorphisées notamment au faciès amphibolitique (Rollinson, 1999).

Un total de 36 points a été analysé à la microsonde sur une base de 4 oxygènes. Le tableau 3.2 est une sélection de points mettant en évidence la composition des olivines contenues dans les komatiites. L'annexe B 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 de 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, ce qui est proche des valeurs komatiitiques et le contenu en Cr varie de 0 à 0,035 des valeurs faibles pour des komatiites. La formule chimique générale des olivines analysées est la suivante :

$$(\text{Mg}_{1,68}\text{Fe}_{0,32})[\text{SiO}_4]$$

**Tableau 3.3 : Composition chimique d'une sélection d'olivine des komatiites**

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
SiO <sub>2</sub> <sup>a</sup>	40,87	39,93	39,88	39,87	40,48	40,96	40,58
TiO <sub>2</sub>	0,01	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD	0,34	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,02	<LoD	<LoD	<LoD	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	<LoD	<LoD	0,003	0,005	<LoD	1,17	0,24
Fo <sup>b</sup>	84,80	84,12	83,95	83,86	84,56	43,69	74,75

<sup>a</sup> Pourcentage poids des oxydes.

<sup>b</sup> Contenu en Fo en pourcentage molaire.

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

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

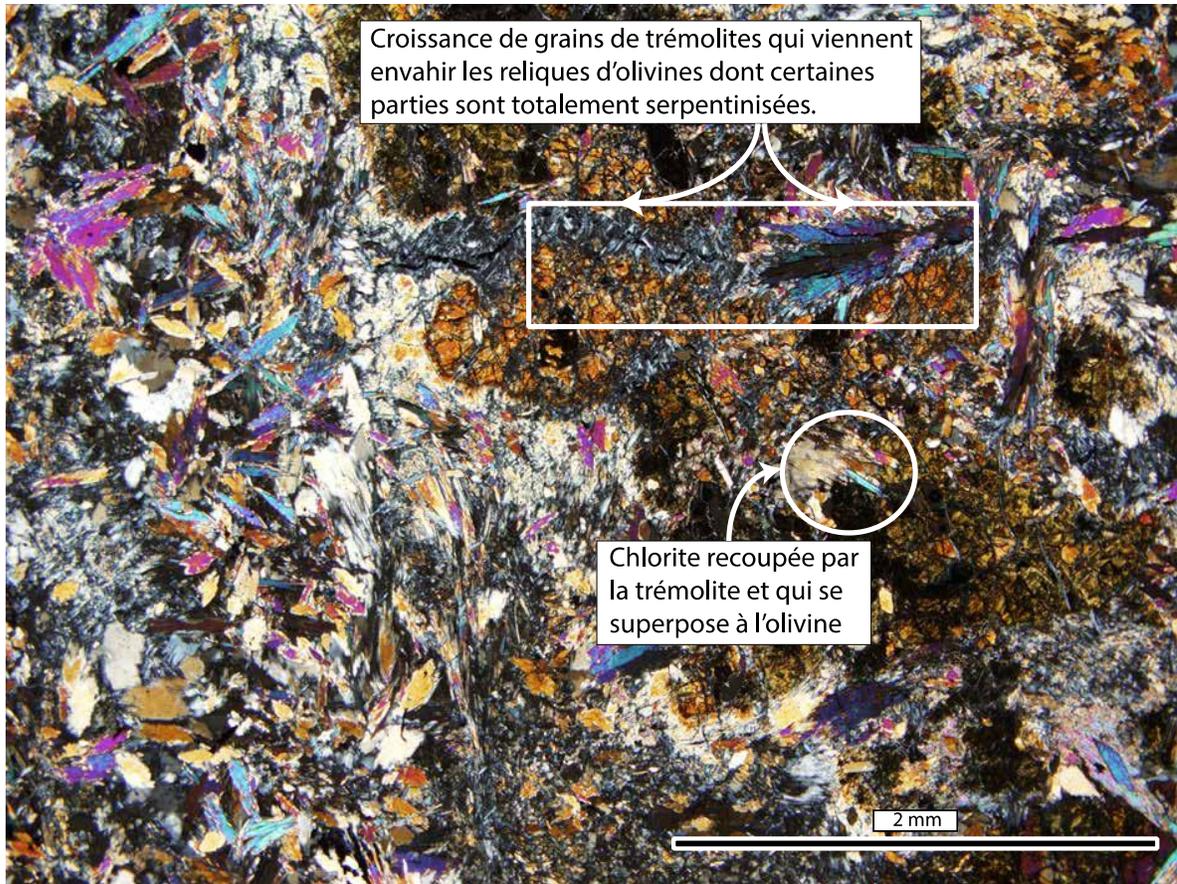
#3, 4, 5 Analyses d'un même grain d'olivine en partant du centre vers la bordure (absence de zonation).

#6, 7 Bordures de grains d'olivines serpentinisées montrant des contenus faibles en Fo.

Les olivines analysées indiquent un contenu en Fo plus faible que ce qui est attendu pour une komatiite (Fo > 89). La valeur moyenne des olivines s'approche plus d'une source basaltique de type MORB qu'une komatiite (Viljoen et al., 1982). De ce fait, la chimie des

olivines ne serait pas un argument favorisant une origine komatiitique et ceci pourrait être relié à l'effet de l'altération et du métamorphisme intense auquel ces roches ont été exposées.

Les komatiites et basaltes des ceintures de roche verte archéenne peuvent être altérés soit par hydrothermalisme durant l'éruption et la mise en place, soit durant le métamorphisme post-dépôt (O'Hanley, 1997). L'étude en lame mince des komatiites de CC montre des évidences pétrographiques de deux stages d'altération. La première phase d'altération est la serpentinisation des phénocristaux d'olivine dans la partie massive de la coulée komatiitique (zone B) et la deuxième phase d'altération est la croissance de grains de chlorite se superposant localement à la serpentine (Fig. 3.11). Rollison (1999) a observé les mêmes caractéristiques dans les komatiites métamorphisées et altérées de Sula Montains en Sierra Leone.



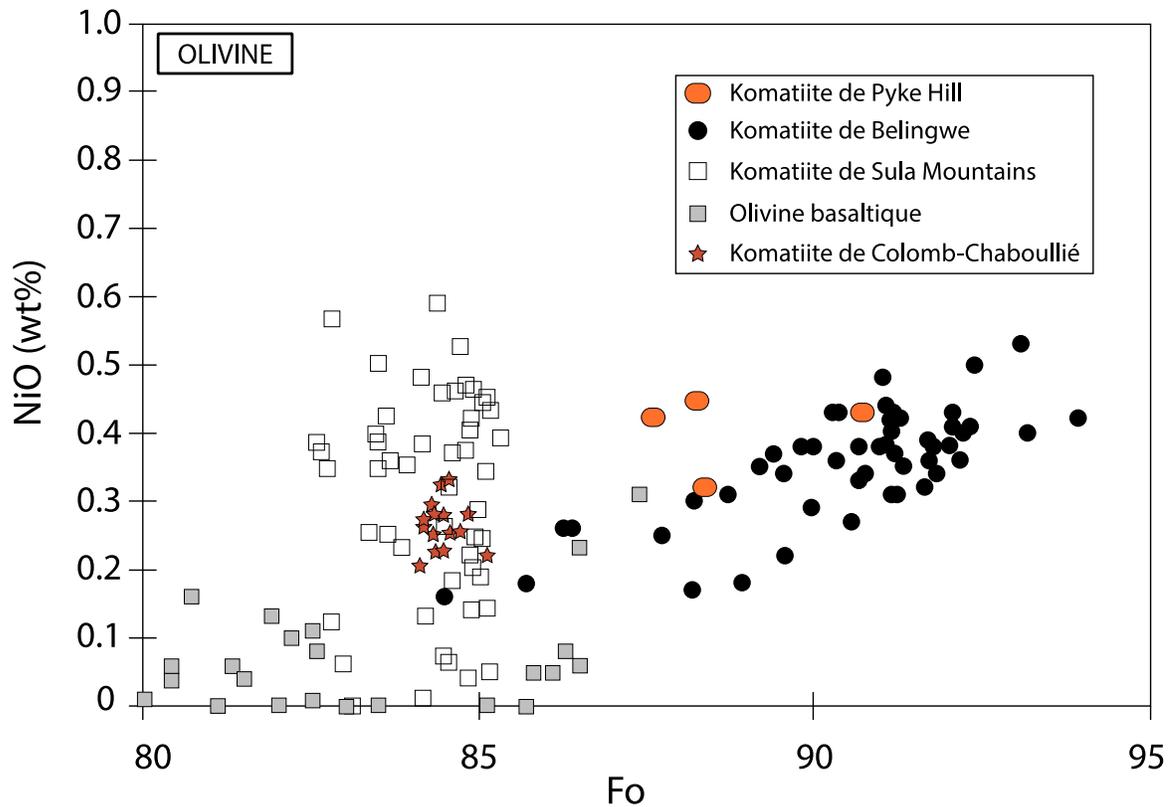
**Figure 3.11 : Photo microscopique de reliques d'olivines associées à d'autres phases minérales dans la komatiite de CC (DT-5502). Assemblage minéralogique de chlorite + tremolite + olivine.**

Ces observations suggèrent que les komatiites de CC ont probablement subi une première altération durant laquelle l'olivine a été serpentinisée et est devenue en conséquence plus riche en Fe. La chlorite s'est possiblement formée parallèlement durant l'altération. Finalement, une recristallisation ultérieure due à la déformation et au métamorphisme régional aurait permis la croissance de la tremolite.

Cattel et Arndt (1987) ont suggéré que la croissance de la tremolite à partir de la chlorite précoce retrouvée dans les komatiites de la séquence de Newton Township en Ontario expliquerait la mobilité de certains éléments Mg, Al, Ca et Si. La même situation

pourrait s'appliquer aux komatiites de CC dans la mesure où il est possible d'observer des grains de trémolite recoupant la chlorite et qui se superposent aux reliques d'olivines (Fig. 3.11). Cela peut s'expliquer par la mobilité notamment du Mg, Ca et Al sur plusieurs centaines de microns et plus.

La figure 3.12 met en évidence la concentration en NiO vs Fo d'olivines provenant de komatiites de différentes régions. Les olivines des komatiites de Pyke Hill et de Belingwe qui sont des olivines fraîches et non altérées ont un contenu en Fo élevé entre 87 et 94 et une concentration en NiO élevé (0,2 à 0,5 wt %) qui est proportionnelle au contenu en Fo selon une pente positive linéaire. Néanmoins, les olivines des komatiites de CC et de Sula Mountains qui sont altérées ont un contenu en Fo plus faible qui est proche de la valeur des olivines basaltiques, mais avec une concentration en NiO plus élevée s'approchant de la composition des olivines komatiitiques.



**Figure 3.12 : NiO (wt%) vs Fo des olivines des komatiites de CC comparé aux olivines fraîches des komatiites de Pyke Hill en Ontario (Pelletier, 2013), de la ceinture de roche verte de Belingwe au Zimbabwe (donnée de Renner et al. 1994) et des olivines provenant de basaltes de la partie centrale du rift de la mer rouge (donnée de Eissen et al. 1989).**

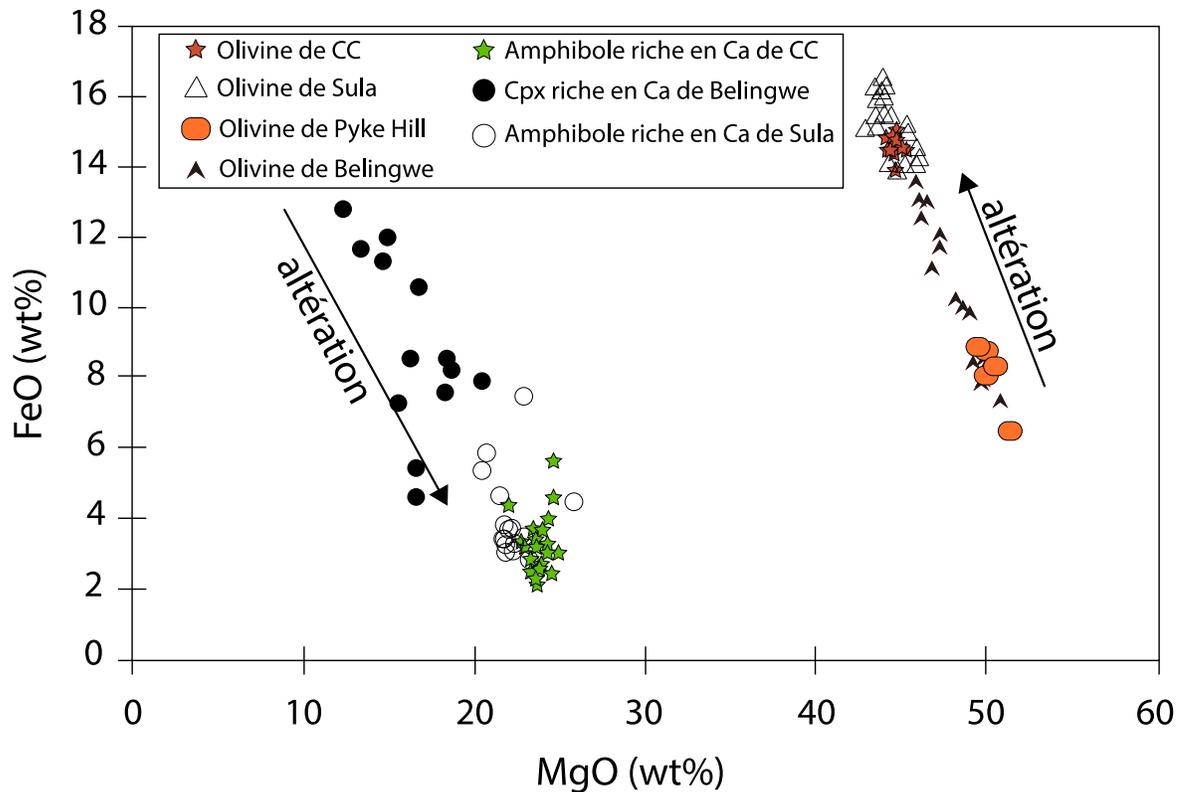
Le diagramme de classification de la composition des olivines provenant de komatiites fraîches de la ceinture de roche verte de Belingwe au Zimbabwe (Renner et al. 1994) ainsi que d'autres études (Arndt, 2008) montrent que les grains d'olivines aux bordures altérées sont zonés avec un contenu en Fo de 93-94 au cœur à 84-85 vers la bordure. Ces bordures altérées forment jusqu'à 40% du volume du cristal et ont une composition très proche des olivines trouvées dans les komatiites de CC. De ce fait, il est possible de suggérer que les olivines des komatiites de CC ont une composition riche en Fe parce qu'elles ont subi de l'altération (Fig. 3.13) et que ces olivines proviennent d'un magma komatiitique.

D'autres phases minérales des komatiites de CC montrent des similarités avec d'autres minéraux retrouvés dans des komatiites fraîches. Il y a une forte correspondance entre les clinopyroxènes de Belingwe et les amphiboles riches en Ca de CC. Ils suivent la même courbe de tendance qui définirait la ligne de contrôle de l'altération et la même observation s'applique aux olivines (Fig. 3.13). Donc, en tenant compte de l'analyse des minéraux à la microsonde combinée aux observations pétrographiques, l'équation suivante a été déduite de façon générale :

Olivine + Cpx + verre volcanique + H<sub>2</sub>O → Serpentine + Olivine riche en fer + Trémolite + chlorite.

La stoechiométrie de cette équation n'est pas la même et varie en fonction des échantillons. Elle n'est pas nécessairement isochimique, car pour être en équilibre certaines phases pourraient nécessiter l'apport ou la perte de Fe, Mg, Ca, Al. De façon plus distincte, la minéralogie des komatiites de CC s'explique selon les équations de réactions suivantes :





**Figure 3.13 : FeO (wt%) vs MgO (wt%) d'olivines de CC, de Pyke Hill, de Belingwe, et de Sula. Il est possible d'observer une similarité compositionnelle entre les olivines altérées de Sula et les olivines de CC. La ligne d'altération de l'olivine définit une tendance qui pourrait expliquer la composition des olivines de CC. De façon similaire, les amphiboles riches en Ca de CC sont sur la ligne d'altération des clinopyroxènes riches en Ca de Belingwe (Données provenant de : Bickle et al. 1994; Renner et al. 1994)**

La chimie minérale des éléments majeurs indique que les olivines de CC ont été altérées et qu'elles ne sont pas de bons traceurs pétrogénétiques. Cependant, NiO indique que l'olivine s'est formée en équilibre avec le magma hautement magnésien donc il est possible que les éléments traces des olivines puissent aussi refléter une composition komatiitique. Pour vérifier cette hypothèse, des analyses au LA-ICP-MS (ablation au laser couplée à un spectromètre de masse) ont été conduites.

Deux lames minces (16-DT-5526 et 16-DT-5501) ont été sélectionnées pour un total de 15 points analysés. Le tableau 3.3 est un résumé de la composition en ppm des éléments majeurs, mineurs et traces d'olivines provenant de plusieurs types d'environnement (Tholéiite, MORB, Komatiite). Ces résultats permettent de faire la discrimination entre les olivines de plusieurs environnements en utilisant différents outils pétrographiques (Fig. 3.14). Hormis les komatiites de CC, le reste des valeurs proviennent des analyses réalisées par Pelletier (2013) qui a comptabilisé un total de 132 olivines fraîches dont : 113 du manteau, 4 de la boninite de Bonin, 5 des tholéiites d'Hawaï, 5 du MORB du pacifique, et 5 des komatiites de Pyke Hill.

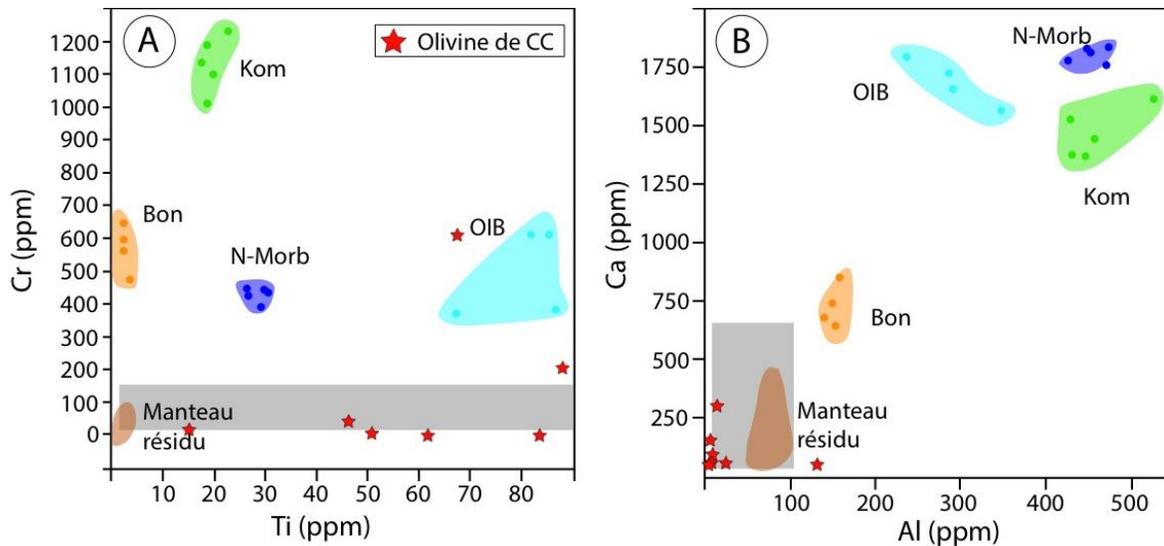
Les valeurs présentées au tableau 3.3 sont les moyennes de ces analyses. Une douzaine d'analyses a été retenue parmi les 15 olivines provenant des komatiites de CC; les valeurs du tableau 3.3 étant la moyenne des 12 analyses. L'ensemble des analyses d'olivines est répertorié à l'annexe B.

L'utilisation de certains éléments clés de l'olivine (Cr, Ti, Al, Ca) a permis de faire ressortir des champs discriminatoires pour les différents types d'environnement (Fig. 3.14). Dans le diagramme Cr vs Ti (Fig. 3.14A), les komatiites se distinguent clairement par une quantité de Cr qui est supérieure aux autres environnements alors que les îles océaniques ont une valeur plus élevée en Ti. Cependant, les olivines des komatiites de CC ne correspondent pas au champ escompté. Les olivines de CC se retrouvent soit dans aucun des champs, soit dans le champ des olivines provenant d'une panoplie de lherzolites à spinelles selon De Hoog et al. (2010). Il est donc difficile de classifier les olivines de CC en

utilisant les diagrammes binaires de discrimination. Tout comme les éléments majeurs, les éléments traces ont probablement été affectés par le métamorphisme.

**Tableau 3.4 : Résultats d'analyse au LA-ICP-MS de la moyenne des olivines en ppm de différentes localisations où LOD représente la limite de détection. Données tirées de Pelletier (2013).**

<b>Environnement de formation</b>	<b>Manteau total</b>	<b>Boninite de Bonin</b>	<b>Tholéiite d'Hawaïi</b>	<b>MORB du pacifique</b>	<b>Komatiite de Pyke Hill</b>	<b>Komatiite de Colomb-Chaboulié</b>
Al27	5	6	302	455	458	11,66
As75	0,394	0,707	0,413	0,281	0,117	1,538
Ca43	249	123	728	1802	1466	58,37
Ce140 (<LOD)	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,324
Co59	124	130	141	132	119	250,47
Cr52	12	16	569	429	1134	7,516
Cu63	0,16	0,19	2,48	2,64	2,86	0,391
Dy163 (<LOD)	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,882
Er166 (<LOD)	0,006	0,006	0,006	0,016	0,014	0,095
Eu153 (<LOD)	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001
Ga71	0,0073	0,0066	0,08	0,19	0,19	0,245
Ge74	0,65	0,66	0,65	0,7	0,61	1,265
Hf178 (<LOD)	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,004
Ho165 (<LOD)	0,002	0,002	0,002	0,004	0,002	0,223
La139 (<LOD)	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,006
Lu175	0,002	0,002	0,002	0,008	0,003	0,119
Mg25	289512	290128	261340	268140	275600	339419
Mn55	826	847	1187	1063	885	3403,535
Mo95	0,062	0,066	0,08	0,066	0,053	0,285
Nd146 (<LOD)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,010
Ni61	2560	2687	1595	2397	2827	2449,367
P31	8	8	14	79	21	216,556
Sc45	4,8	3,9	8,2	8,9	8	9,405
Si29	180736	180560	175118	170974	173180	235739,850
Sr88	0,005	0,012	0,012	0,016	0,057	0,580
Ti49	1,5	1,1	2,5	28,5	19,3	139,748
Tm169 (<LOD)	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,035
V51	0,43	0,83	5,34	8,87	7,58	0,584
W182 (<LOD)	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,576
Y89	0,003	0,002	0,01	0,108	0,078	0,391
Yb172	0,01	0,01	0,01	0,043	0,025	0,481
Zn67	20	24	46	45	40	145,424
Zr90	0,013	0,029	0,04	0,026	0,038	0,151



**Figure 3.14 : Diagramme binaire de discrimination des olivines selon leur environnement de formation. A. Cr vs Ti. B. Ca vs Al. Le rectangle gris représente la plage de concentration des olivines provenant d'une panoplie de lherzolites à spinelles selon De Hoog et al. 2010.**

Dans l'objectif de visualiser les gains et pertes d'éléments durant l'altération, les olivines altérées des komatiites de CC ont été normalisées aux olivines fraîches des komatiites de Pyke Hill (Fig. 3.15). Les olivines de CC montrent des gains conséquents et beaucoup moins de pertes. Elles montrent que l'As, Cr, Lu, P, Sr, Y, Yb n'ont pas les mêmes valeurs que les komatiites de Pyke Hill avec jusqu'à 40 fois plus de gain et 35 fois plus de perte respectivement pour Lu et le Cr. La concentration en Al, Co, Ga, Ge, V des olivines de CC est deux fois plus élevée que celle de Pyke Hill. Le Mg, Ni, Sc, Si sont des éléments qui ont la même concentration que les olivines de Pyke Hill.

La figure 3.15 permet aussi de comparer la différence de composition d'olivines de différents environnements. Les olivines provenant du MORB du pacifique ont les valeurs les plus proches des olivines de Pyke Hill. Par contre, il y a une grande différence entre les olivines de Pyke Hill et les olivines des tholéiites d'Hawaï, le manteau total et les boninites

de Bonin. Ces dernières montrent une concentration beaucoup plus faible pour la majorité des éléments analysés.

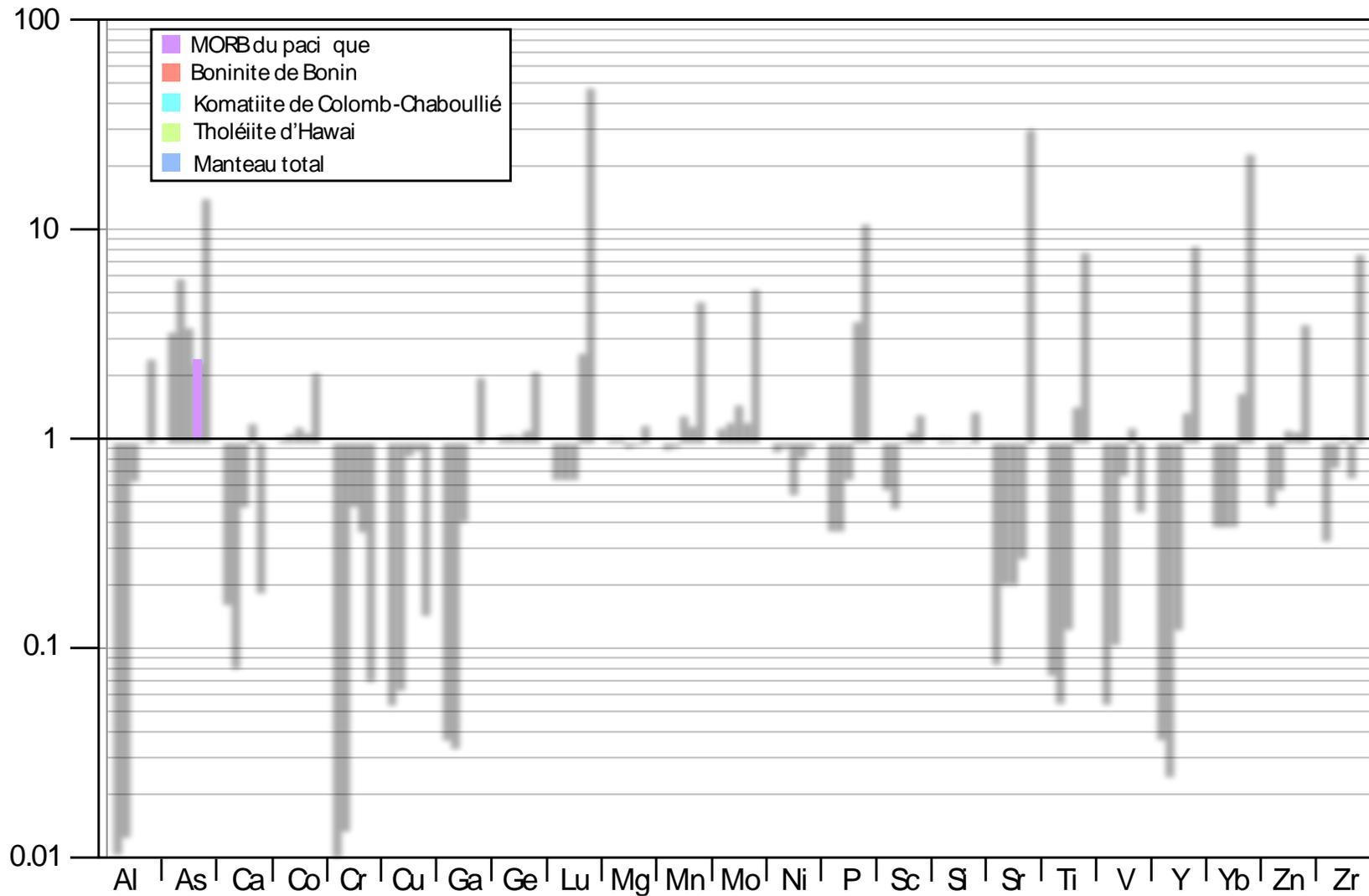


Figure 3.15 : Comparaison des gains et pertes des olivines de différents environnements selon plusieurs éléments. Les valeurs ont été normalisées aux olivines Pyke Hill.

## Serpentine

La serpentine observée dans les komatiites de CC est l'antigorite. L'antigorite forme des agrégats micrométriques parfois fibreux et de petites paillettes (<0,2mm). Elle est incolore en lumière naturelle, à extinction droite et à faible biréfringence. Aux marges des d'olivines, il est aussi possible de distinguer de l'iddingsite, un mixage d'une variété de silicate hydraté de magnésium et fer. L'iddingsite est facilement reconnaissable optiquement notamment par sa couleur en lumière naturelle (brun orangé à jaune orangé) et sa biréfringence très élevée.

Sur l'ensemble, 10 points de serpentines ont été analysés à la microsonde sur une base de 28 oxygènes. Le tableau 3.4 met en évidence un éventail de résultats de la chimie des serpentines. Les numéros représentent l'ordre d'analyse des points selon la lame. Le traitement des résultats a permis de confirmer la nature de ces minéraux, soit l'antigorite comme phase majeure de la serpentine. Le pourcentage poids en NiO a un maximum de 0,15 avec une moyenne de 0,10. L'antigorite a comme formule chimique générale :  $(Mg_{2,97} -_{3,12}, Fe_{0,26-0,4}, Ni_{0,004-0,021})[Si_2 O_5] (OH)_4$ .

**Tableau 3.5: composition chimique d'une sélection de serpentines des komatiites de CC.**

	#2	#3	#4	#5	#9
SiO <sub>2</sub>	43,18	44,19	44,14	44,15	46,09
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	0,01	0,07	0,07	1,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
H <sub>2</sub> O*	12,89	12,87	12,91	12,87	13,03

### **Amphibole**

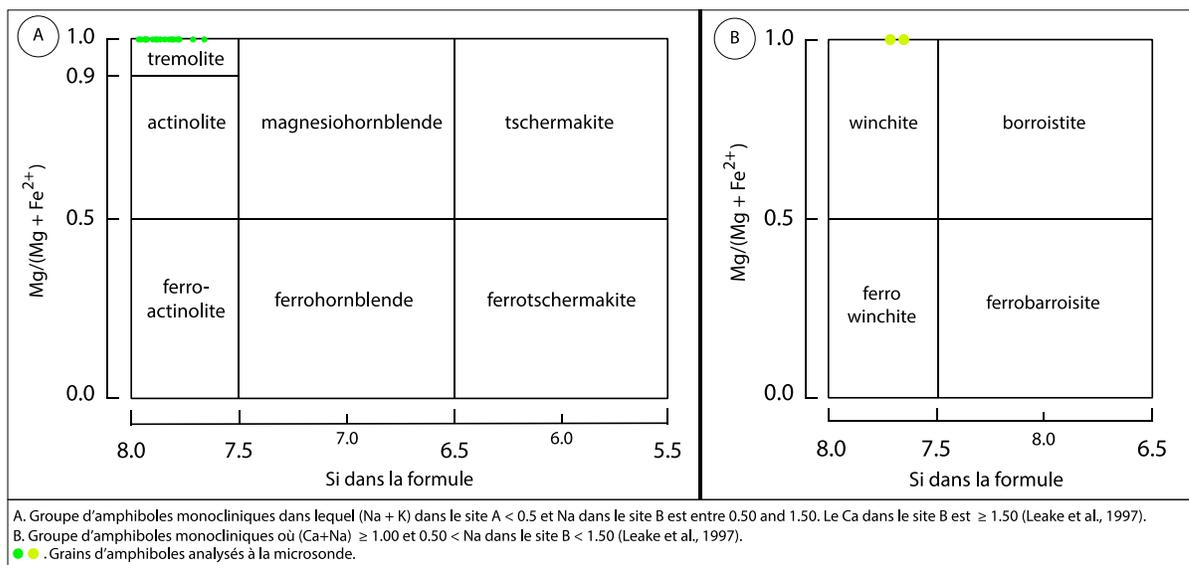
Les observations microscopiques ont permis d'identifier la trémolite comme l'amphibole majeure des komatiites de CC. Celle-ci est relativement abondante dans les lames. Les grains de trémolite ont une taille comprise entre 0,5 et 2mm. Les grains sont idiomorphes à hypidiomorphes. Ils se présentent en prismes ou en baguettes très allongées, aciculaires, et parfois fibreuses, et ils ne montrent aucune orientation préférentielle.

Les analyses à la microsonde de 25 points sur une base de 23 oxygènes ont permis de confirmer la nature de ces amphiboles et une sélection de ces points est résumée au tableau 3.5. Sur les 25 points analysés, 23 sont classifiés comme des trémolites et deux sont des winchites ; une amphibole calcique-sodique (Fig. 3.16). La classification est basée sur la nomenclature des amphiboles de Leake et al., (1997). La formule chimique générale de l'amphibole des komatiites de CC est la suivante :  $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .

Ces amphiboles métamorphiques très riches en Mg seraient le produit de la transformation des clinopyroxènes mais aussi de d'altération qui a résulté en échange chimique entre les minéraux silicatés et le verre volcanique. Durant l'altération, l'apport de Ca en provenance du verre volcanique associé à un retrait mineur de FeO a permis la transformation des clinopyroxènes en trémolite magnésienne.

**Tableau 3.6: composition chimique d'une sélection d'amphiboles des komatiites de CC.**

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
SiO <sub>2</sub>	57,44	57,69	57,72	57,58	57,53	57,50	56,85
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,09	0,08	0,12	0,09	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,24	0,24	0,25	0,40	0,30	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,31	0,14	0,14	0,13	0,21	0,20	0,12
H <sub>2</sub> O	2,18	2,14	2,18	2,16	2,17	2,15	2,16
Nom	Trémolite	Trémolite	Trémolite	Winchite	Winchite	Trémolite	Trémolite



**Figure 3.16: Classification des amphiboles des komatiites de CC. Tiré de Leake et al (1997).**

## Oxydes

Les minéraux opaques (5 à 10%) sont à 95% des oxydes, plus précisément de la magnétite et de l'ilménite (Fig. 3.17). 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 3.6 représente une sélection de la composition 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.

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  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et le  $\text{V}_2\text{O}_3$  qui ont des teneurs moyennes de 1,87 et de 1,75 respectivement. L'ilménite a une chimie dominée par le titane avec un  $\text{TiO}_2$  moyennant 53,2 et le fer ( $\text{FeO}_{\text{moyen}} = 42,2$ ). Le  $\text{MnO}$  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).

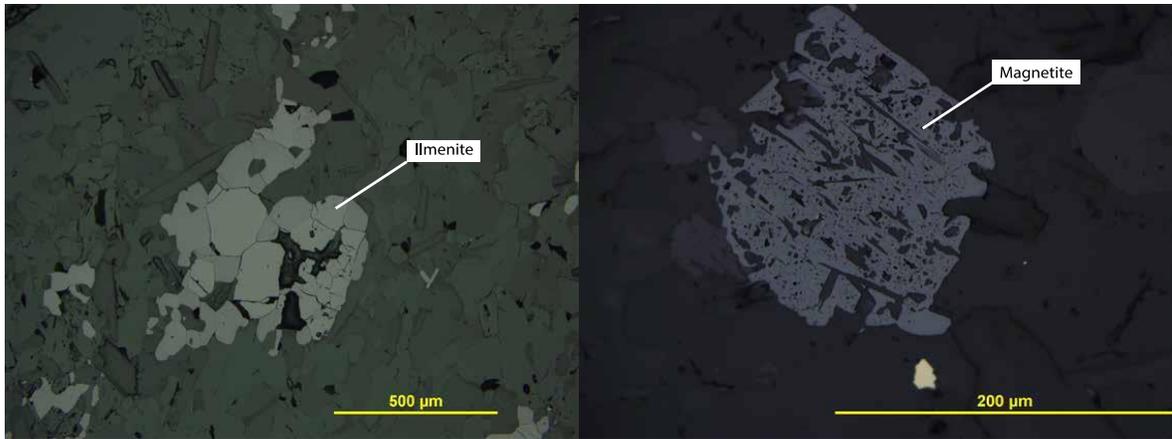


Figure 3.17 : Photo représentative des oxydes associés aux komatiites de CC.

**Tableau 3.7: Composition chimique des oxydes des komatiites de CC.**

<b>Magnétite</b>												<b>Ilménite</b>		
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#1	#2	
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,06	0,03	0,05	0,00	0,01	20,09	SiO <sub>2</sub>	0,02	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,72	0,80	0,34	0,56	0,00	0,00	0,90	0,30	0,35	0,00	TiO <sub>2</sub>	53,33	53,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,19	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64,42	62,13	62,60	66,04	65,04	67,51	67,81	61,79	63,31	64,27	70,57	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	3,20	2,70	1,39	1,53	0,09	0,00	2,73	2,59	2,28	0,00	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,08
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	2,78	2,35	1,49	1,46	0,00	0,00	2,61	2,56	2,31	0,10	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 des roches ultramafiques. 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.

Un total de cinq points sur une base de 28 oxygènes a été analysé à la microsonde. Les résultats (Tableau 3.7) montrent une composition relativement constante des chlorites avec des valeurs moyennes de 31,9% SiO<sub>2</sub>, 14,7% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et 32,3% MgO. Le NiO peut atteindre jusqu'à 0,23%. La chlorite contient entre 0,6 et 1,04% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, des valeurs très élevées. La classification des chlorites a donné un résultat homogène dans la mesure où les cinq analyses sont de même composition; du clinochlore dont la formule chimique est Mg<sub>5</sub>Al(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)(OH)<sub>8</sub>.

**Tableau 3.8 : Composition chimique des chlorites des komatiites de CC.**

	#1	#6	#7	#8	#11
SiO <sub>2</sub>	32,38	31,49	31,47	31,23	32,91
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	15,12	14,59	15,46	13,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
H <sub>2</sub> O*	12,49	12,35	12,24	12,32	12,57
Total	99,00	99,10	98,43	98,65	99,69

### 3.1.2.2 Roches intrusives mafiques à intermédiaires

L'unité de roches mafiques à intermédiaires est constituée d'un assemblage minéralogique différencié composé d'amphibole (30 à 70%), de quartz (15 à 20%), de plagioclase (10 à 15%), d'épidote + chlorite (10-15%) et de minéraux opaques (3 à 10%). Les roches de cette unité ont une granulométrie moyenne à grossière, elles sont hétérogènes, généralement massives et elles montrent typiquement des reliques de texture ophitique suggérant qu'elles seraient gabbroïques. Cependant l'unité n'est pas homogène et elle composée de plusieurs lithologies. Les roches ont les mêmes textures, mais elles sont différentes en termes de composition et de minéralogie. Comme montré à la figure 3.1A, elles sont classées de tonalite à gabbroïte à olivine.

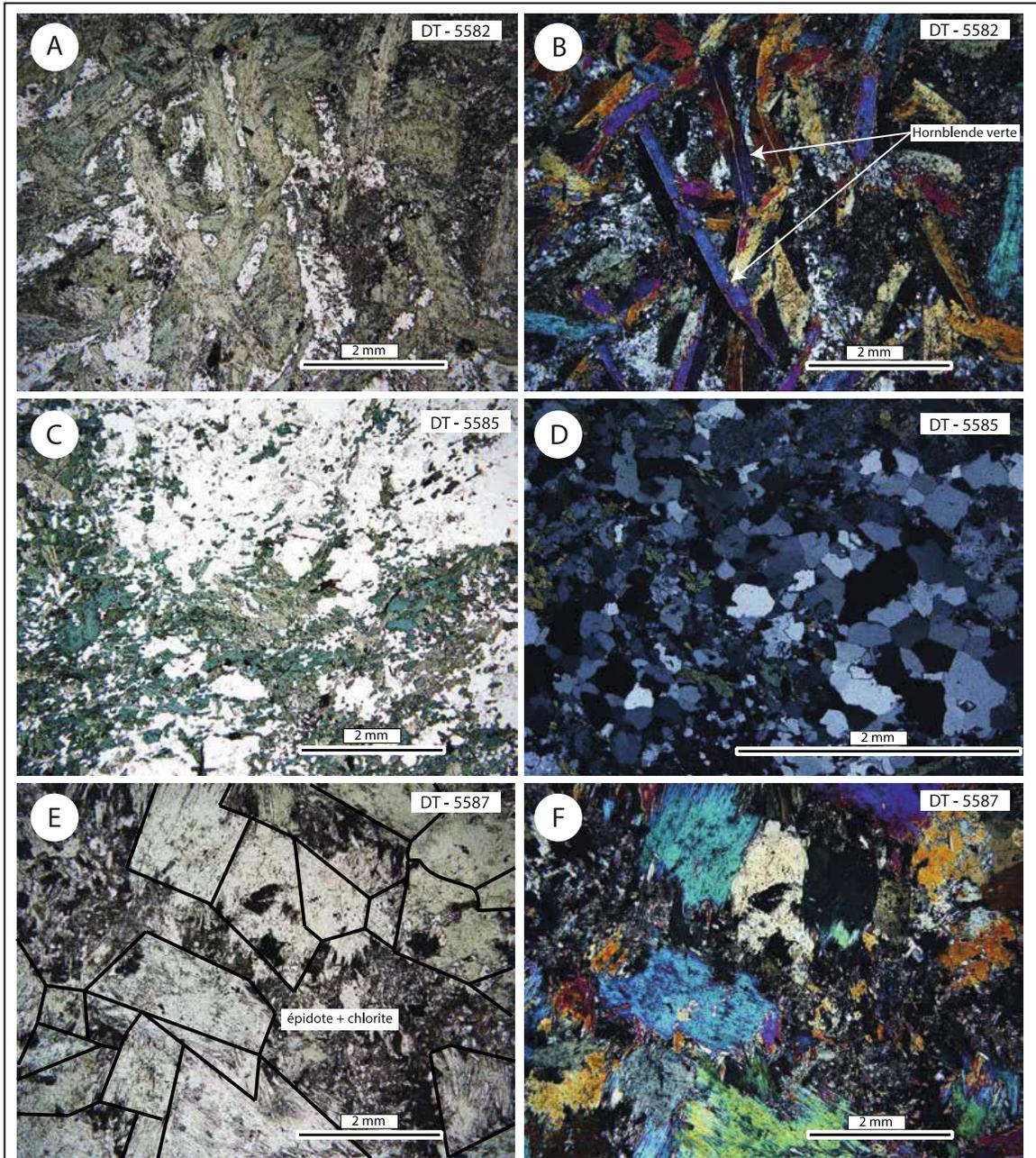
L'amphibole se présente sous forme d'hornblende verte avec un pléochroïsme apparent et une biréfringence moyenne. Elle a une forme prismatique allongée relativement idiomorphe (Fig. 3.18A et B) et une granulométrie moyenne à grossière (0,5 à 3mm). Les grains montrent parfois une extinction roulante et elle est souvent maclée.

Le quartz se présente avec des dimensions différentes; il peut remplir les interstices de la roche à texture mésocumulative et être à grain très fin (< 0.1 mm) ou il peut être plus grossier dans une roche à texture orthocumulative ( $\approx$  0,3mm). Les roches intermédiaires et felsiques indiquent localement la présence d'une texture granoblastique. Certains grains de quartz montrent aussi des jonctions triples.

Les minéraux opaques sont principalement des oxydes à grain fin ( $\approx$  90% de magnétite + ilménite et 10% de pyrite). La pyrite est xénomorphe et de taille fine < 0.1 mm.

Les oxydes sont xénomorphe à hypidiomorphe et de petite taille (< 0.2 mm). Elles sont composées de magnétite, d'ilménite et aussi de titanomagnétite; une combinaison d'oxydes de titane et de fer. Ce minéral est aussi connu sous le nom de magnétite titanifère.

Les plagioclases sont hypidiomorphes, en forme prismatique allongée et de taille moyenne (0,5-1mm). La proportion de plagioclase n'est pas très importante dans ces roches, car elles ont été altérées en chlorite et épidote (Fig. 3.18E). L'épidote semble être un mélange de clinzoisite et de pistachite.



- A. vue générale de la lame DT-5582 composée majoritairement d'hornblende verte maclée de plagioclase 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

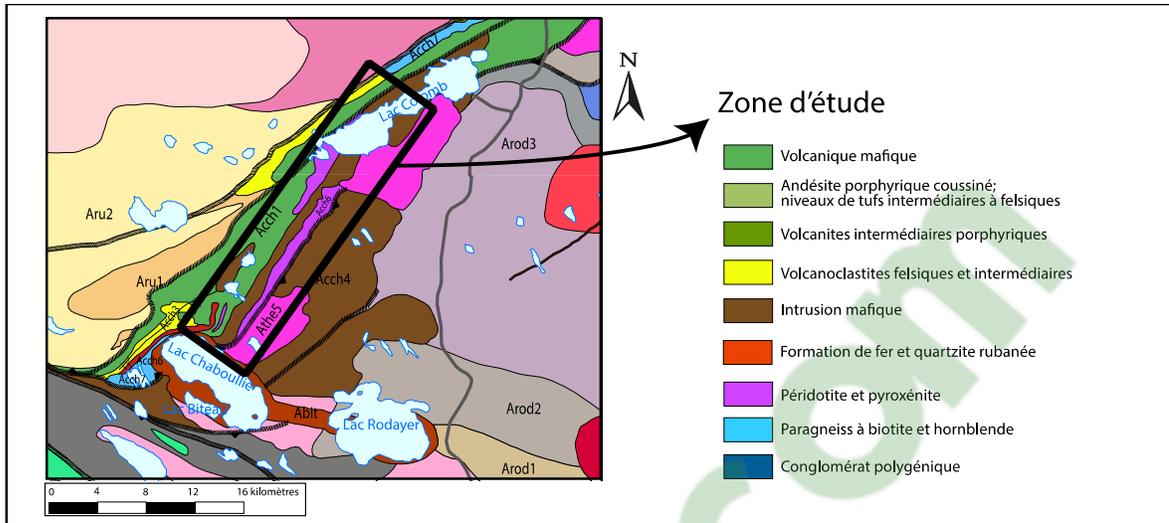
**Figure 3.18 : Caractéristique pétrographique (assemblage minéralogique et textures) des roches mafiques à intermédiaires contenues dans la portion NE de la ceinture de CC.**

## 3.2 PETROGRAPHIE DES ROCHES MAFIQUES DE LA PORTION SO

### 3.2.1 Terrain

#### 3.2.1.1 Intrusion mafique

L'intrusion mafique est localisée dans la portion SO de la ceinture de CC (unité Acch 4; encadré de la figure 3.19). L'unité est constituée de roches mafiques moyennement à grossièrement grenue, mélanocrate à mésocrate et qui se composent généralement d'amphibole, de feldspath et de chlorite. Basé sur le calcul normatif, plusieurs lithologies ont été identifiées en passant du gabbronorite à olivine, gabbronorite jusqu'à anorthosites (Fig. 3.1B, C). Les roches peuvent être massives ou foliées et la foliation suit préférentiellement la direction de la schistosité régionale. Selon les observations de terrain, trois types de faciès ont été identifiés.



**Figure 3.19 : Carte géologique de la portion SO de la ceinture de CC. Le secteur renfermant l'intrusion mafique (Aach4), et les volcaniques mafiques (Achh1) est encadré en noir. Tiré de Bandyayera et Daoudene (2017).**

Le premier faciès se démarque par la présence de cristaux d'amphiboles prismatiques grossiers (Fig. 3.20A). Ce faciès montre localement des roches foliées marquées par une orientation préférentielle des amphiboles (Fig. 3.20B). En cassure fraîche ces roches sont mésocrates, équigranulaires, homogènes et à grains grossiers.

Le deuxième faciès associé aux roches minéralisées connues (les affleurements de RP-6138, SM-5080 et SM-5164) est composé de roches mafiques moyennement grenues dont les cristaux de pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles ressortent en relief positif sur les surfaces affleurantes. Les roches qui constituent ce faciès ont un aspect cabossé, elles sont verdâtres en surface altérée, mésocrates en cassure fraîche, homogènes et à grain moyen/grossier. (Fig. 3.20C).

Le troisième faciès ressemble fortement à ce qui est décrit comme "vari-textured" (Figures 3.20F). Cette texture est caractérisée par un changement important de

granulométrie au sein de la même roche. La variation de la taille des grains sur un même affleurement homogène est caractéristique de ce faciès. Cette texture est par ailleurs retrouvée dans plusieurs dépôts comme celui du complexe du Lac des Iles (Barnes et al., 2011).

La minéralisation contenue dans l'intrusion mafique apparaît sous forme de sulfures disséminés dans des proportions variant de 1 à 3% (Fig. 3.21). Les secteurs où on observe les roches minéralisées sont localement rouillés. La minéralisation localisée dans les roches mafiques forme des niveaux/horizons rouillés centimétriques à métriques. Ces roches sont massives, moyennement grenues et généralement mélanocrates. Les sulfures sont la pyrrhotite, la chalcopyrite et un peu d'oxydes (la magnétite en particulier).



A, B, C. pyroxènes pseudomorphisés en amphiboles à grain grossier montrant localement une orientation préférentielle.  
 D. photo représentative des roches de l'intrusion mafique à grain moyen/grossier  
 E. foliation tectonométamorphique associée au roche mafique  
 F. roche mafique varietexturée

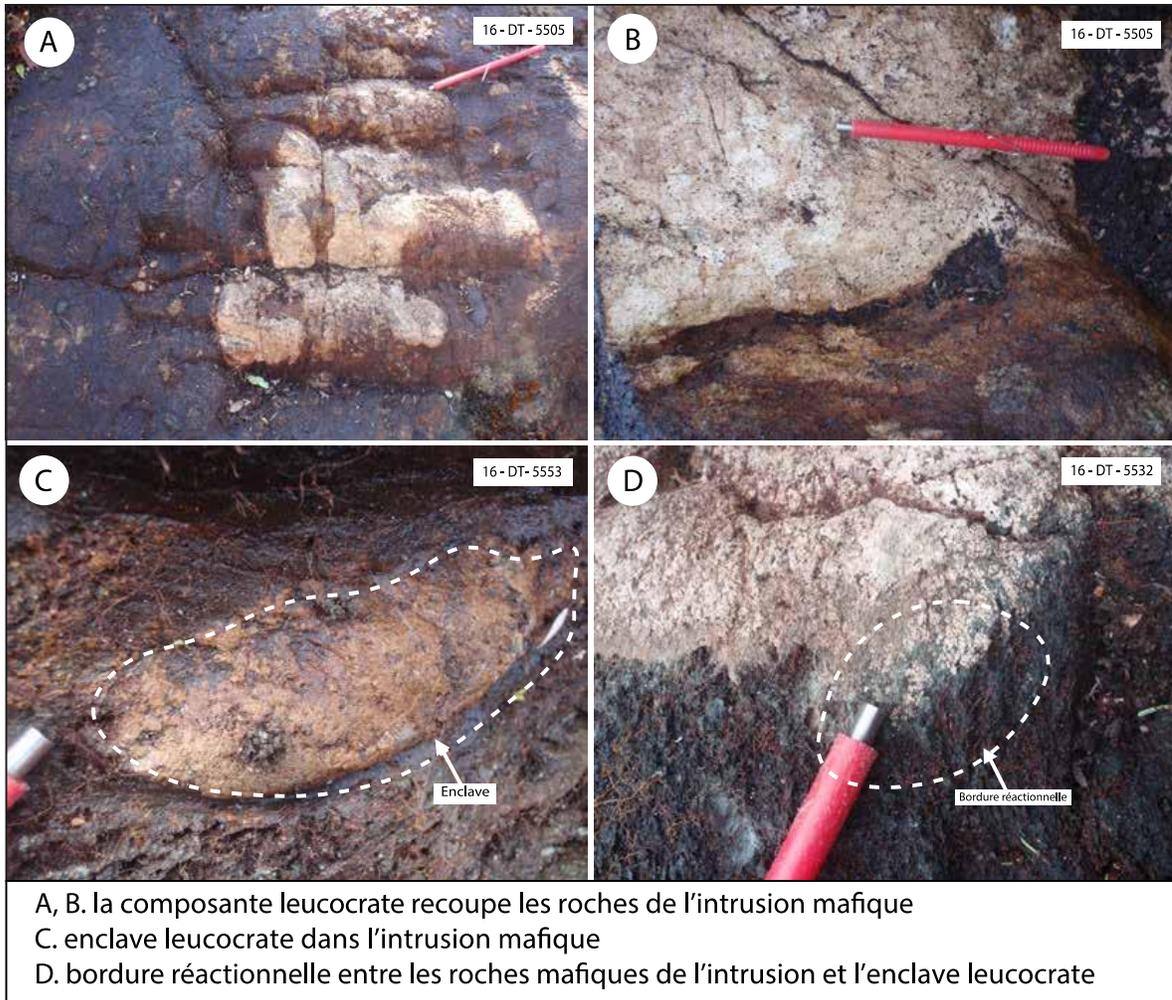
**Figure 3.20 : Caractéristique de terrain de l'intrusion mafique situé dans la portion SO de la ceinture de CC. A, B, C. Pyroxènes pseudomorphisés en amphibole. D. Photo représentative des roches de l'intrusion mafique. E. Foliation tectonométamorphique des roches de l'intrusion mafique. F. Roche mafique varietexturée.**



**Figure 3.21 : Minéralisation sous forme de sulfures disséminés dans l'intrusion mafique de CC.**

#### 3.2.1.2 Enclave leucocrate

Il est récurrent d'observer la présence d'enclaves leucocrates dans l'intrusion mafique. Sur les affleurements rocheux, ce matériel beige contraste en surface avec les roches mafiques qui sont souvent mélanocrates/mésocrates. La roche leucocrate est sous forme d'enclaves centimétriques à décimétriques (Fig. 3.22B et C) au sein de l'intrusion mafique et il est possible d'observer dans certain cas des bordures réactionnelles (Fig. 3.22D). Les zones minéralisées sont typiquement associées à ces enclaves.

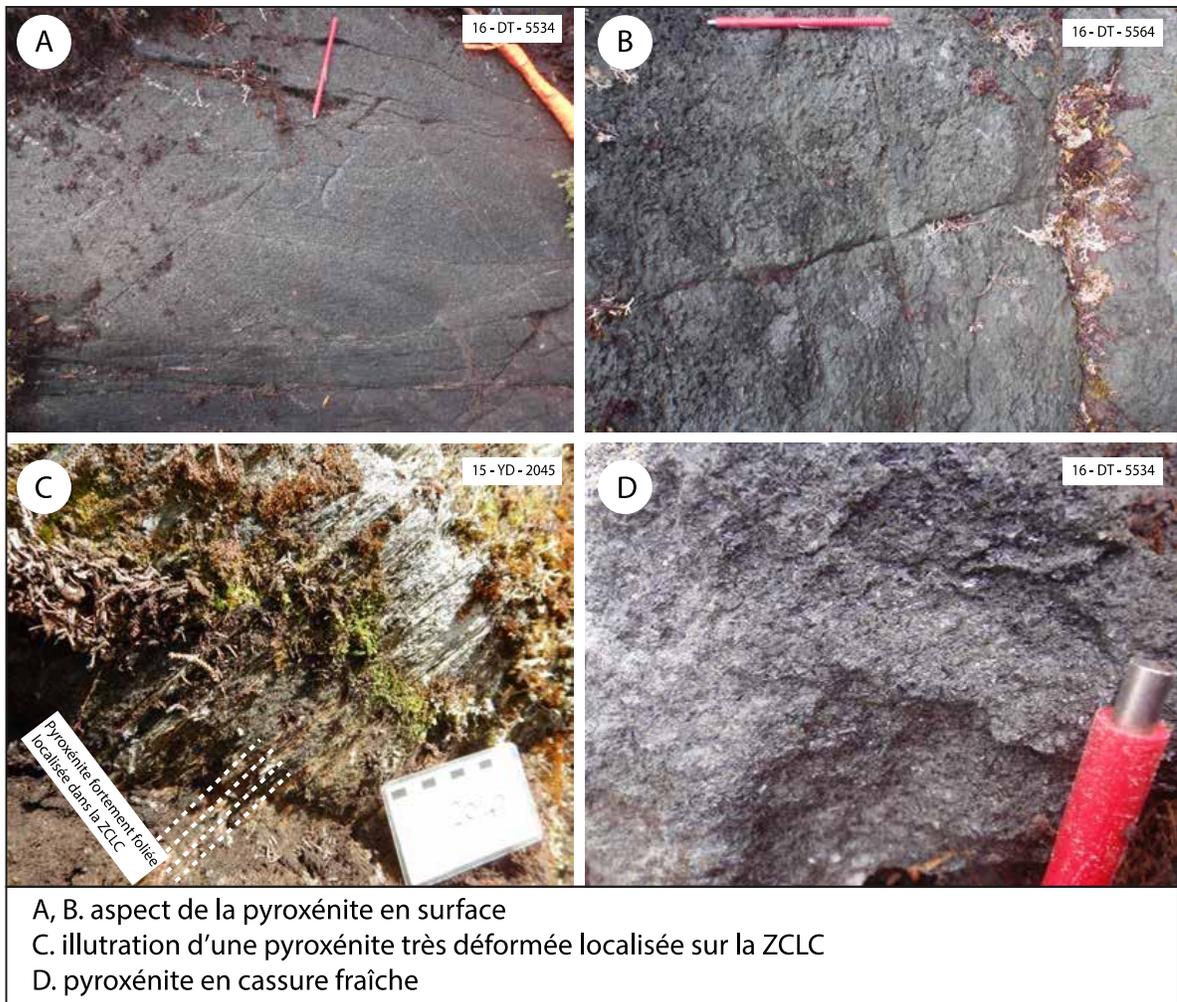


**Figure 3.22 : Enclaves leucocrates associées à l'intrusion mafique. A, B. Composante leucocrate des roches de l'intrusion mafique. C. Enclave leucocrate dans l'intrusion mafique. D. Bordure réactionnelle entre les roches mafiques et l'enclave leucocrate.**

### 3.2.1.3 «Pyroxénite» (Achh 6)

L'unité Acch 6 nommée «pyroxénite» sur le terrain est localisée dans la portion SO de la ceinture de CC (Acch 6; Fig. 3.19). Cependant, le calcul normatif indique que ces roches sont plutôt des mélagabbronorites et non des pyroxénites (Fig. 3.1C). Les roches collectées sont homogènes et ont le même assemblage minéralogique ; soit amphibole + plagioclase. Ces roches sont d'apparence massive et équigranulaire, elles ont une couleur verdâtre en cassure fraîche et elles sont vert foncé en surface altérée (Fig. 3.23). La «pyroxénite» présente un aspect rugueux où les pseudomorphoses de pyroxène en amphibole forment des reliefs positifs sur les surfaces affleurantes.

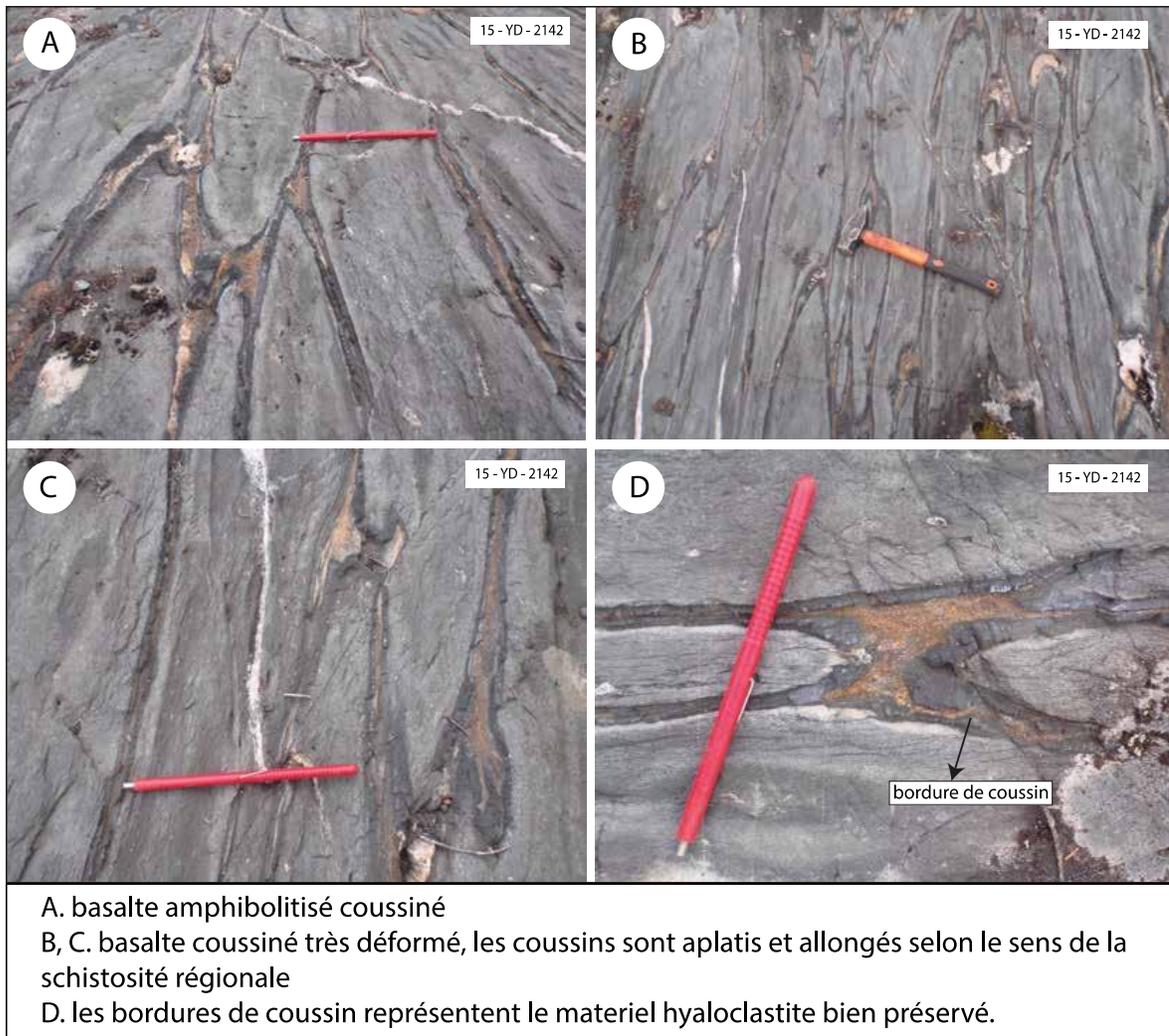
Les roches de cette unité peuvent aussi être déformées, l'affleurement 15-YD-2045 en est la preuve (Fig. 3.23C). Cet affleurement rocheux est localisé le long de la zone de cisaillement du Lac Coulomb. La figure 3.23D illustre une très forte déformation de la «pyroxénite» et il est possible de noter localement la présence de petites bandes de cisaillement. Néanmoins, les échantillons de «pyroxénite» prélevé dans le cadre de la maîtrise ne sont pas directement localisés sur la ZCLC et ne montrent pas une déformation aussi apparente.



**Figure 3.23 : Caractéristiques de terrain d'Acch 6 nommée «pyroxénite» sur le terrain. A, B. Aspect de la «pyroxénite» en surface. C. Illustration d'une pyroxénite localisée sur la ZCLC. D. «Pyroxénite» en cassure fraîche.**

#### 3.2.1.4 Basalte

Les basaltes amphibolitisés (Acch 1, Fig. 3.19) forment 60% du groupe de CC. Selon Bandyayera et Daoudene (2017) les roches qui constituent cette unité sont finement grenues, gris verdâtre en cassure fraîche et à patine d'altération vert foncé à noire. Acch1 contient en proportions égales des basaltes coussinés et des basaltes massifs, et elle montre parfois des brèches de coulées. Les coussins sont souvent allongés et aplatis, et ils ont des bordures hyaloclastiques bien préservées de couleur noir foncé où la polarité est clairement visible (Fig. 3.24).



**Figure 3.24 : Caractéristiques de terrain des basaltes du SO de CC. A, B. Basalte coussiné. B, C. Basalte coussiné très déformé. D. Bordures de coussin représentant le matériel hyaloclastite bien préservé.**

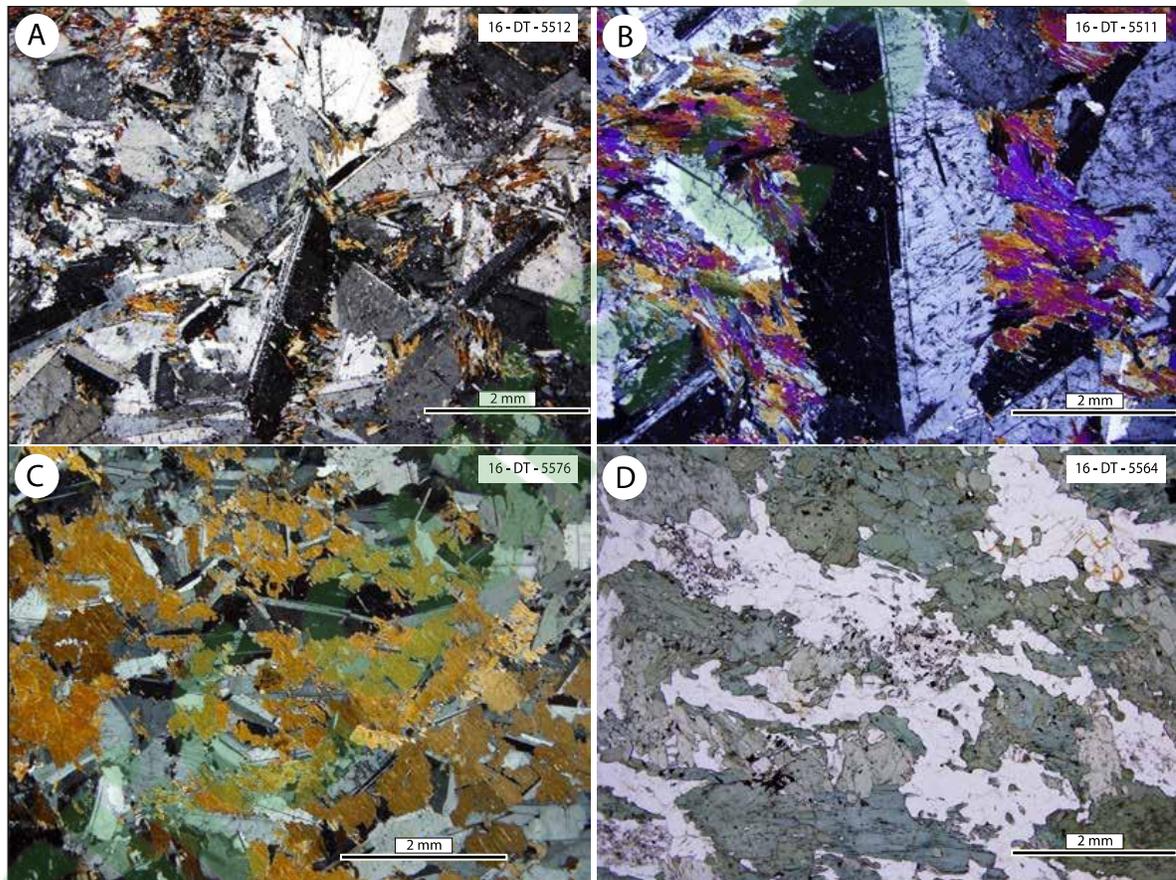
### 3.2.2 Assemblage minéralogique

Tout comme les komatiites et les roches mafiques à intermédiaires de la portion NE l'intrusion mafique, la «pyroxénite» et le basalte de la portion SO ont été affectés par le métamorphisme régional. Les roches sont alors constituées en majorité d'un assemblage minéralogique secondaire d'amphibole + chlorite + épidote + plagioclase. La déformation est très variable d'une unité à l'autre, mais les roches intrusives sont généralement massives et elles peuvent être localement foliées (ou montrer des microstructures de déformation "kinks") alors que les roches volcaniques sont beaucoup plus déformées et elles suivent la direction de la schistosité régionale.

L'intrusion mafique montre plusieurs textures, structures et différentes granulométries ; les minéraux pouvant être fins à grossiers. On y retrouve des textures accumulative, mésocumulative, subophitique, ou poecilitique. Les enclaves leucocrates sont constituées en partie de quartz dont la texture polygonale témoigne d'une recristallisation statique. Les basaltes sont aphanitiques ou finement grenus, homogènes et ils peuvent être massifs ou coussinés.

Certaines roches de l'intrusion mafique ont des textures ignées bien préservées et facilement reconnaissables (Fig. 3.25). Les figures 3.25C et D illustrent des plagioclases sous 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. Des grains poecilitiques de plagioclase contenant de nombreuses inclusions d'actinote sont

localement visibles. Cette texture est associée à une texture ophitique. Finalement, les roches les plus riches en plagioclase (jusqu'à 80%) et qui se rapprochent d'une composition anorthositique montrent une texture mésocumulative ou l'espace intercumulat est occupé par les amphiboles (Fig. 3.25A et B).



A, B. Intrusion mafique avec une texture ignée préservée d'adcumulat  
 C, D. Intrusion mafique avec une texture ophitique

**Figure 3.25 : Textures et assemblages minéralogique des roches de l'intrusion de mafique. A, B. Intrusion mafique avec texture ignée préservée d'adcumulat. C, D. Intrusion mafique avec texture ophitique.**

Les caractéristiques de terrain et pétrographiques des unités lithologiques de la portion SO de CC sont résumées au tableau 3.8.

**Tableau 3.8 : Caractéristiques pétrographiques des unités lithologiques de la portion SO de CC.**

Unité	Caractéristiques de terrain	Textures	Minéralogie
Intrusion mafique	<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 apparaît sous forme de sulfures disséminés dans des proportions variant de 1 à 5%</p>	<p>Granulométrie fine, souvent &lt; 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 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 a une proportion modale variant de 2 à 30%.</p> <p>L'épidote, la biotite et le quartz sont des phases accessoires (&lt;5%)</p>
Enclave leucocrate	<p>Roche leucocrate sous forme d'enclaves centimétriques à décimétriques dans l'intrusion mafique</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 équi-granulaire</p>	<p>Recristallisation de certaines amphiboles secondaires.</p> <p>Aucune texture primaire conservée.</p>	<p>Amphibole (80-99%) Plagioclase (5-10%)</p> <p>La chlorite et les oxydes sont des phases mineures/accessoires (&lt;10%)</p>
Basalte	<p>Roche finement grenue, gris verdâtre en cassure fraîche et à patine d'altération vert foncé à noire et parfois gris blanchâtre.</p> <p>Proportions égales de basaltes coussinés et de basaltes massifs Les coussins sont souvent allongés et aplatis</p>	<p>Granulométrie très fine (&lt; 100 microns)</p>	<p>40 à 50% d'amphiboles ≈40% de feldspath</p> <p>Chlorite et quartz en phases accessoires</p>

### 3.2.2.1 Intrusion mafique

#### Plagioclase

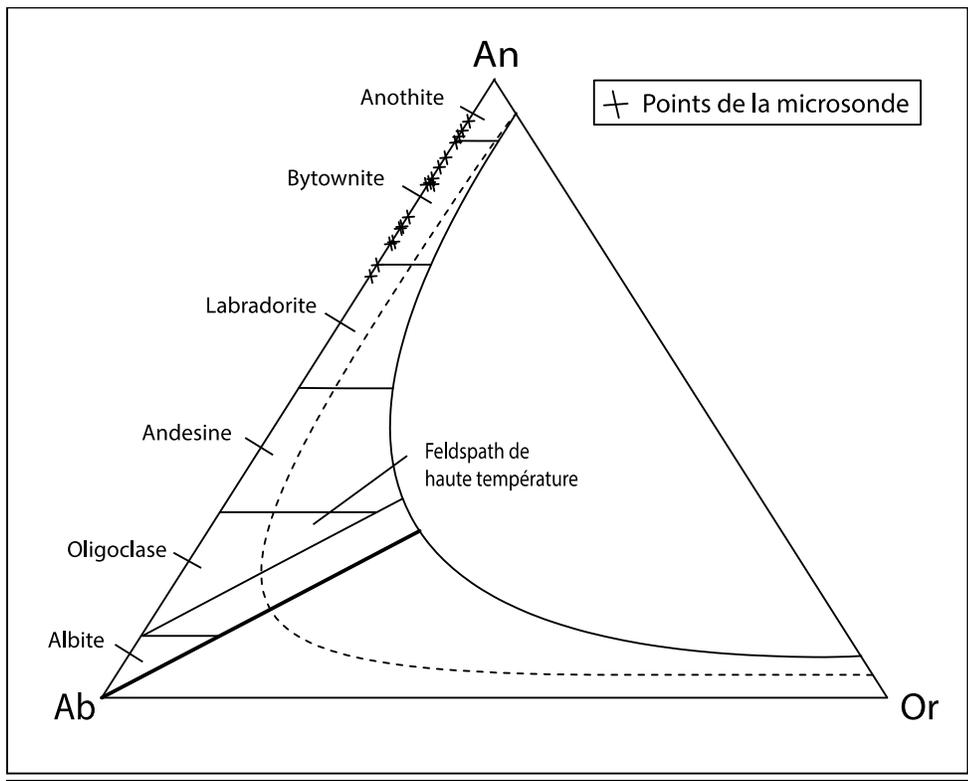
Le plagioclase a une proportion modale qui varie grandement (20 à 80%). Cette variation du pourcentage de plagioclase implique différentes nomenclatures pour les roches de l'intrusion mafique. Les lames minces étudiées sont majoritairement des gabbro-norites et leucogabbros (90%). Trois des lames situées dans la partie centrale de l'intrusion (G1, G2 et G3) ont une composition plutôt anorthositique. Certains grains de plagioclase montrent des "kinks" (Fig. 3.27A 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 3.9 qui est une représentation de ces points rapporte des minéraux riches en CaO et en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La teneur moyenne en CaO est de 17,1 et celle de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est de 34,3. La teneur en Na<sub>2</sub>O ( $\approx 1,95$ ) est assez faible par rapport au CaO et ce résultat reflète la forte calcicité des plagioclases de l'intrusion mafique. Le diagramme de classification ternaire basé sur les pôles albite, anorthite et orthose (Fig. 3.26) 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 de la labradorite. Ces deux points appartiennent aux roches les plus fractionnées de l'intrusion mafique (G1 et G2).

**Tableau 3.9 : Composition chimique d'une sélection de feldspaths de l'intrusion mafique.**

	#2	#3	#3	#15	#16
SiO <sub>2</sub>	46,37	49,25	49,25	43,88	45,30
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,06	0,06	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	1,62	2,99	2,99	1,07	1,45
K <sub>2</sub> 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



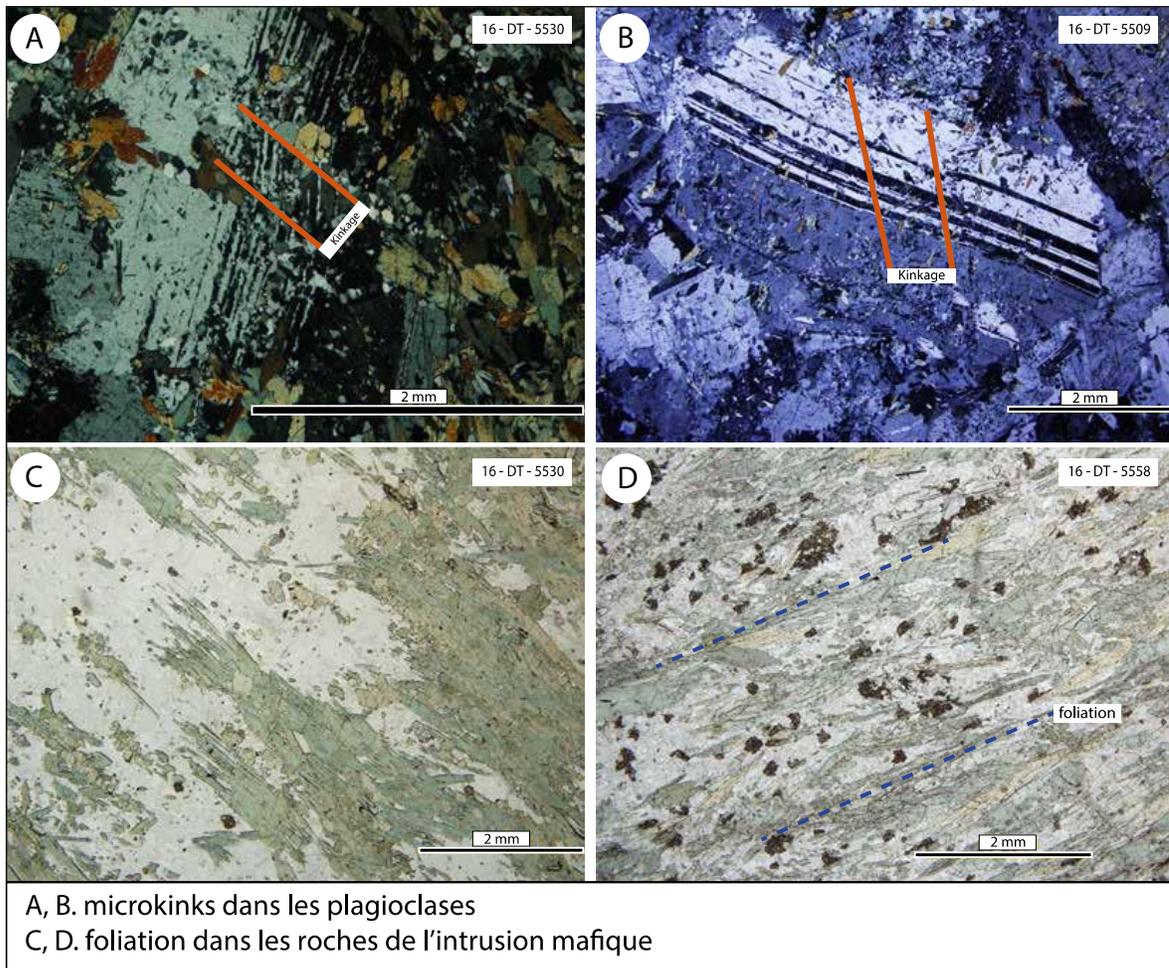
**Figure 3.26 : Diagramme de classification des feldspaths de l'intrusion mafique. La majorité des feldspaths représentent la bytownite.**

### **Amphibole**

L'amphibole occupe une proportion modale variable (10 à 75%). Il peut-être difficile optiquement de faire la distinction entre l'actinote et la hornblende verte, la différence étant très subtile. La chlorite et l'épidote ont été observées dans la majorité des lames minces,

indiquant un métamorphisme au faciès schiste vert supérieur et l'amphibole semble être généralement de l'actinote.

Celle-ci apparaît sous la forme de petites baguettes allongées (0,4 à 2 mm) pouvant 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. En effet, les prismes d'actinotes montrent une orientation préférentielle qui souligne la foliation (Fig. 3.27 et D) et certains grains d'actinote sont pliés voir cassés.

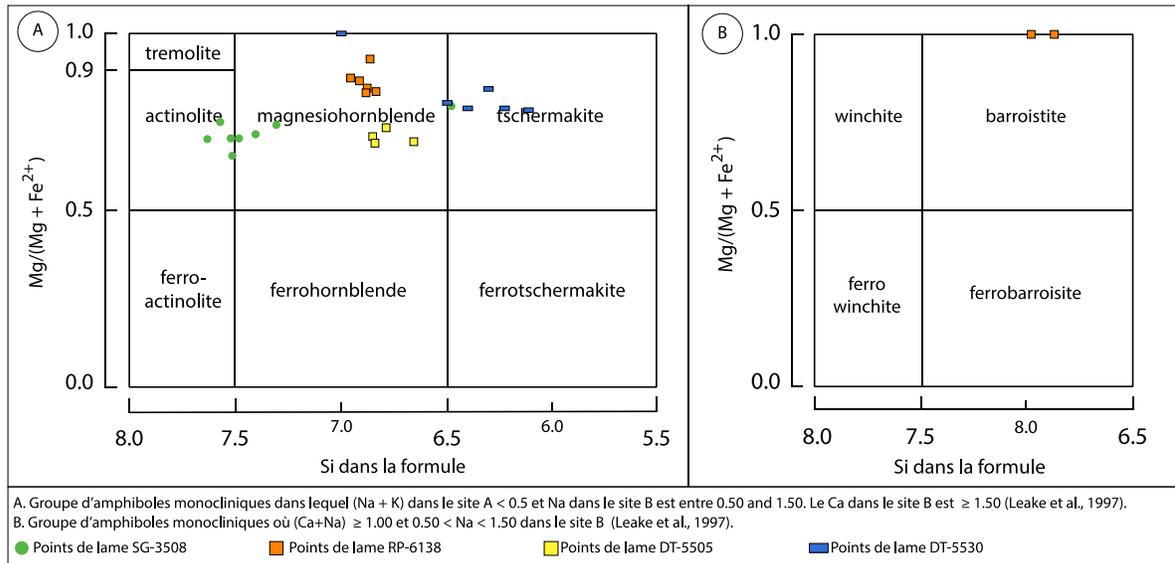


**Figure 3.27 : Structures et microstructures de déformation des roches de l'intrusion mafique. A, B. Microkinks des plagioclases. C, D. Foliation des roches de l'intrusion mafique.**

Au total, 27 points d'amphiboles de l'intrusion ont été analysés à la microsonde (Tableau 3.10). Les résultats indiquent que les amphiboles sont relativement riches en CaO et en FeO avec des valeurs moyennes de 11,98% et 13,7% respectivement. Comme les observations microscopiques suggèrent, la classification a donné plusieurs types d'amphiboles calciques. La majorité des points correspondent au champ de la hornblende magnésienne, 4 des points sont des actinotes et 5 autres de la tschermakite (Fig. 3.28A). Deux des points ont donné une amphibole calcique-sodique nommée barroistite (Fig. 3.28B).

**Tableau 3.10 : Composition chimique d'une sélection d'amphiboles de l'intrusion mafique.**

	#1	#2	#3	#4	#5
SiO <sub>2</sub>	51,46	51,67	52,51	52,36	48,74
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,23	0,13	0,11	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,82	4,76	3,20	3,87	8,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,41	0,35	0,19	0,28	0,86
K <sub>2</sub> O	0,04	0,08	0,04	0,09	0,05
H <sub>2</sub> O	2,08	2,07	2,06	2,02	2,08
Nom	hornblende- magnésienne	hornblende- magnésienne	Actinote	Actinote	hornblende- magnésienne



**Figure 3.28 : Diagramme de classification des amphiboles (Leake et al., 1997) de l'intrusion mafique.**

## Chlorite

La chlorite est l'une des phases mineures-majeures de l'intrusion mafique. 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 moyennant 0,5mm. Seulement trois analyses de chlorite ont été acquises (Tableau 3.11). Ces analyses montrent des compositions assez uniformes où les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 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)<sub>6</sub>(Si,Al)<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub>.

**Tableau 3.11 : Composition chimique des chlorites de l'intrusion mafique**

	#1	#2	#3
SiO <sub>2</sub>	26,90	26,93	27,22
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,15	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,14	22,25	22,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> 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 (Tr à 2%) se distinguent facilement grâce à leur forme polygonale parfaite. Les grains sont fins (en moyenne 0,2 mm), à faible relief et à faible biréfringence. Il est possible d'observer (rarement) les grains de rutile et d'ilménite dans certaines lames minces.

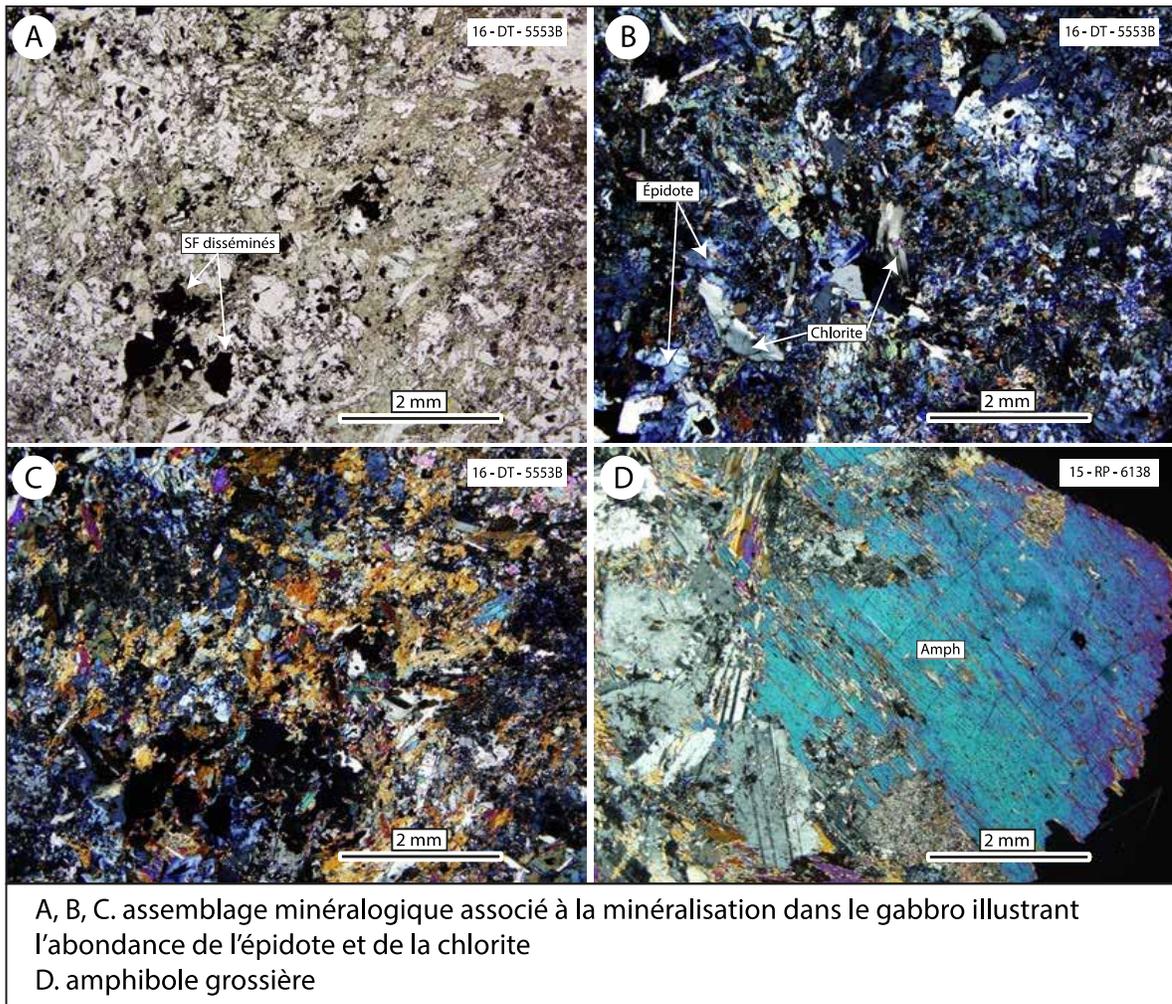
L'épidote, produit de l'altération, est localement en phase accessoire (1 à 3%) et est plus abondante dans les roches minéralisées où elle demeure une phase majeure (10-25%). Il est possible de reconnaître deux types d'épidote : la clinozoïsite et la pistachite. La pistachite est facilement identifiable, car elle se présente sous la forme d'un manteau d'arlequin à forte biréfringence, tandis que la clinozoïsite a une biréfringence faible avec des teintes anormales qui polarisent dans les bleus gris du 1<sup>er</sup> ordre (Fig. 3.29B). La clinozoïsite est la phase la plus abondante.

La biotite est une phase accessoire (1-2%) qui apparaît dans certaines lames minces. 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.

#### **3.2.2.1 Minéralisation associée à l'intrusion mafique**

Les roches minéralisées qui ont donné des anomalies ou des valeurs indicelles en EGP ont le même assemblage minéralogique que les autres roches de l'intrusion mafique. 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, la roche minéralisée contient beaucoup plus d'épidote et de chlorite (plus forte altération) que leur contrepartie non minéralisée. En effet, l'épidote qui est une phase mineure (1-3%) dans les roches non minéralisées de l'intrusion mafique peut atteindre jusqu'à 25% (10-25%) dans les roches minéralisées (Fig. 3.29).



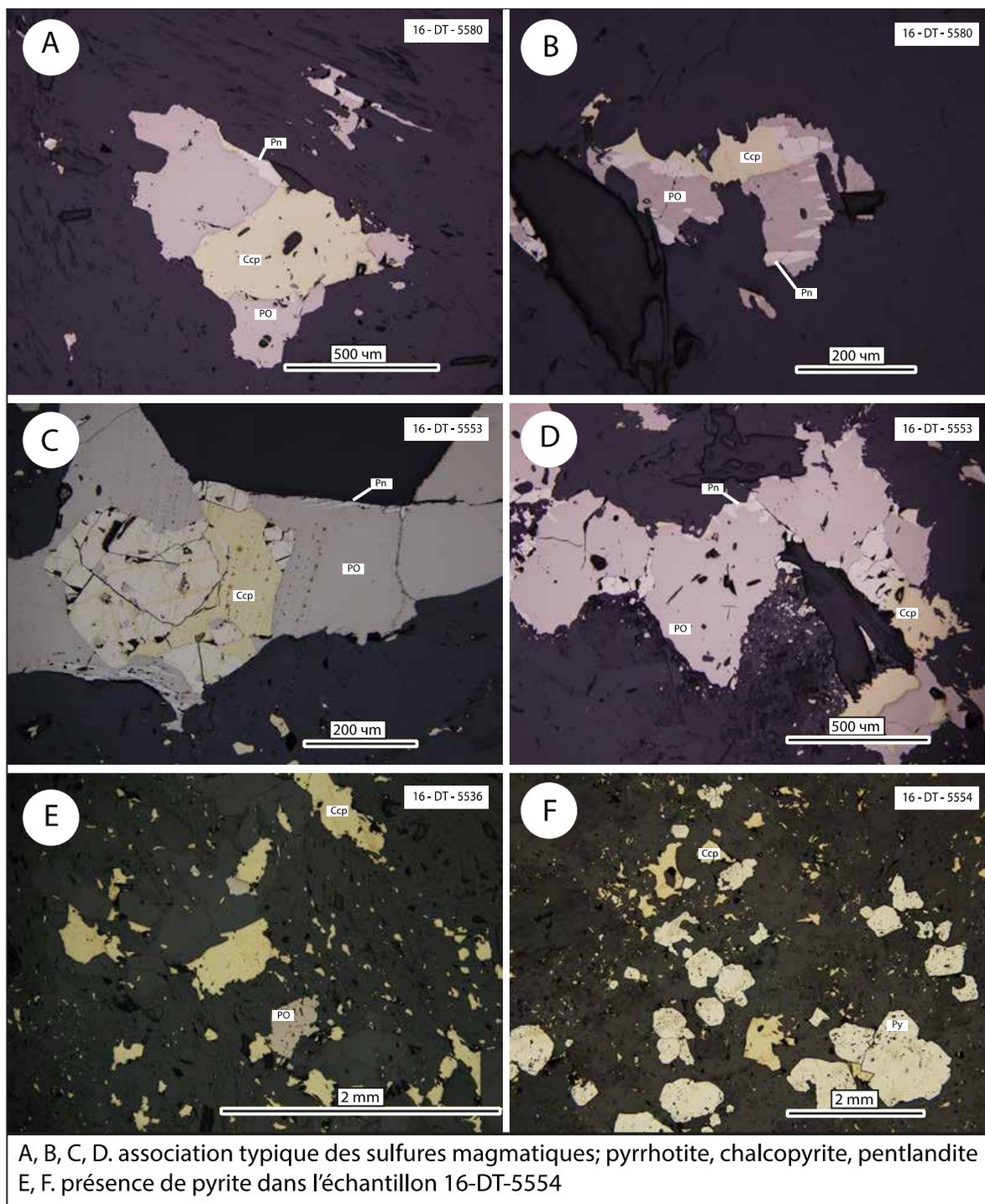
**Figure 3.29 : Assemblage minéralogique associé aux roches minéralisées de l'intrusion mafique. A, B, C. Assemblage minéralogique associé à la minéralisation rencontrée dans l'intrusion mafique. D. Amphibole grossière.**

Les roches qui ont fourni des teneurs indicielles en Ni, Cu et/ou EGP, ont une proportion modale de sulfures disséminés variant de 5 à 10%. Des lames minces qui ont été observées, quatre types de sulfures ont été répertoriés : la pyrrhotite, la chalcopyrite, la pentlandite et la pyrite (Fig. 3.30).

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 qui est xénomorphe représente 30% de la masse sulfurée. La pyrite (5%) est idiomorphe et peut mesurer jusqu'à 2mm (de forme cubique). La pentlandite (5 à 10 %) est souvent sous la forme d'exsolution lamellaire dans la pyrrhotite (Fig. 3.30B 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 indicielles en platine et palladium,
- et un assemblage pyrite + chalcopyrite pour les roches riches en sulfures, mais sans teneur indicielle.

Les analyses à la microsonde d'un total de 26 points de 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 B). 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  $Fe_{7,23}S_8$ .

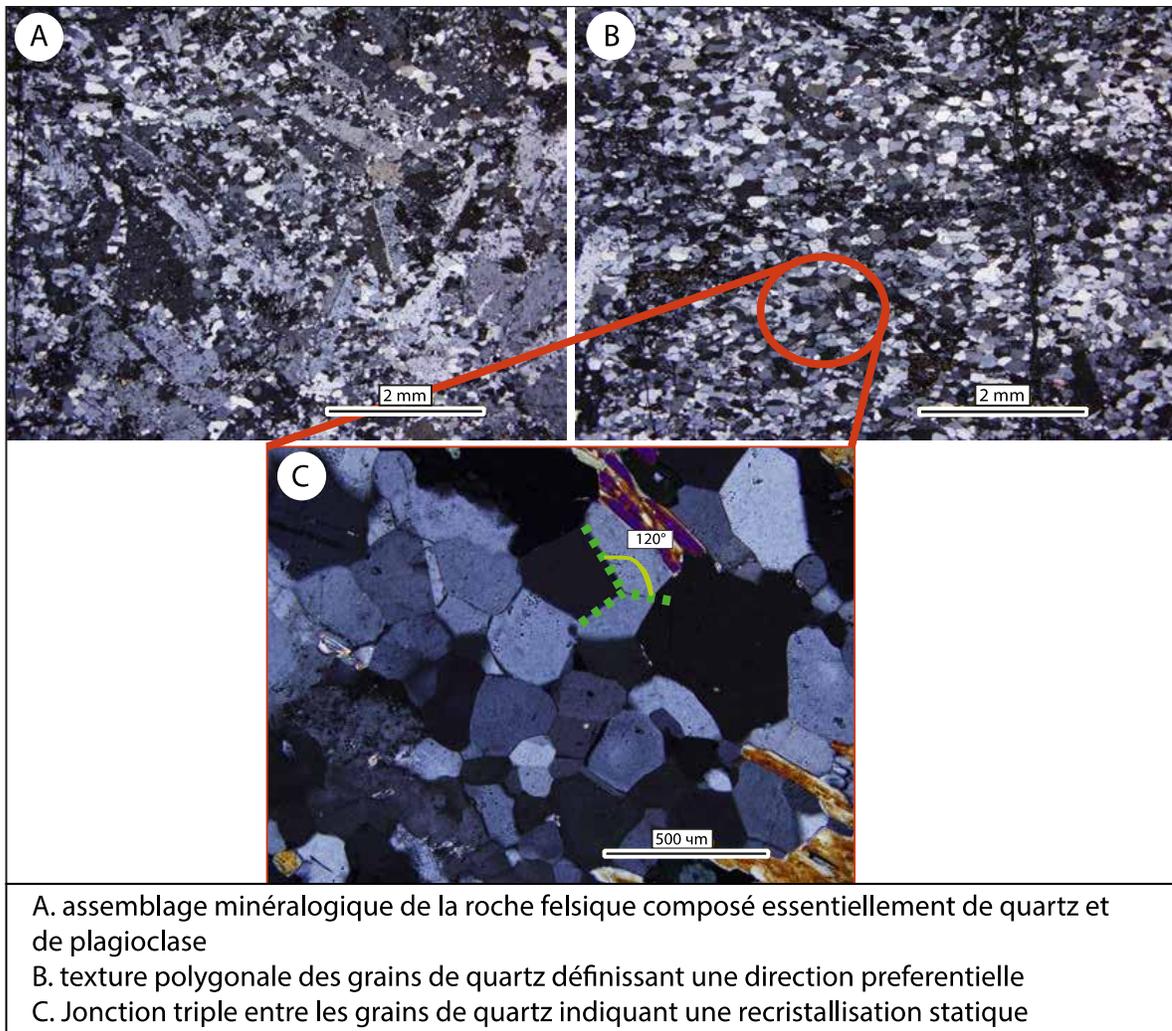


**Figure 3.30 : Sulfures observés dans les roches minéralisées de l'intrusion mafique. A, B, C, D. Association typique des sulfures magmatiques ; pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite. E, F. Présence de pyrite dans certains échantillons.**

### 3.2.2.2 Enclave leucocrate

Les enclaves leucocrates constituent des roches felsiques, possiblement de la tonalite. Cette information est basée sur une lame 5505B qui a montré une roche de composition felsique. Néanmoins, il est essentiel de noter qu'aucune analyse complète des enclaves leucocrates n'a été menée. La seule analyse qui est à disposition est un mélange de roche mafique et d'enclave leucocrate. Donc, il est impossible de confirmer avec certitude la composition de ces enclaves. Mais au vu de l'étude pétrographique, on peut assumer que ces enclaves sont de composition felsique.

La lame 5505B montre que la roche felsique contient du quartz (70%) et du plagioclase (20%) en phase majeure ainsi que des minéraux accessoires tels que l'épidote et la séricite (Fig. 3.31A). 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 montrent localement un léger allongement selon une direction préférentielle qui pourrait définir une foliation (Fig. 3.31B). Les plagioclases sont à grains fins, idiomorphes et ils sont marqués par un début d'altération en séricite.



**Figure 3.31 : Minéralogie des enclaves leucocrates de l'intrusion mafique. A. Assemblage minéralogique de la roche felsique composé de quartz + plagioclase. B. Texture polygonale des grains de quartz définissant une direction préférentielle. C. Jonction triple entre les grains de quartz indiquant une recristallisation statique.**

Nos observations pétrographiques ne permettent pas d'établir une relation spatiale directe entre les roches minéralisées et la présence d'enclaves felsiques dans l'intrusion mafique. Par contre, 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 susceptible de se former si le magma à l'origine des roches intrusives mafiques et ultramafiques a subi une

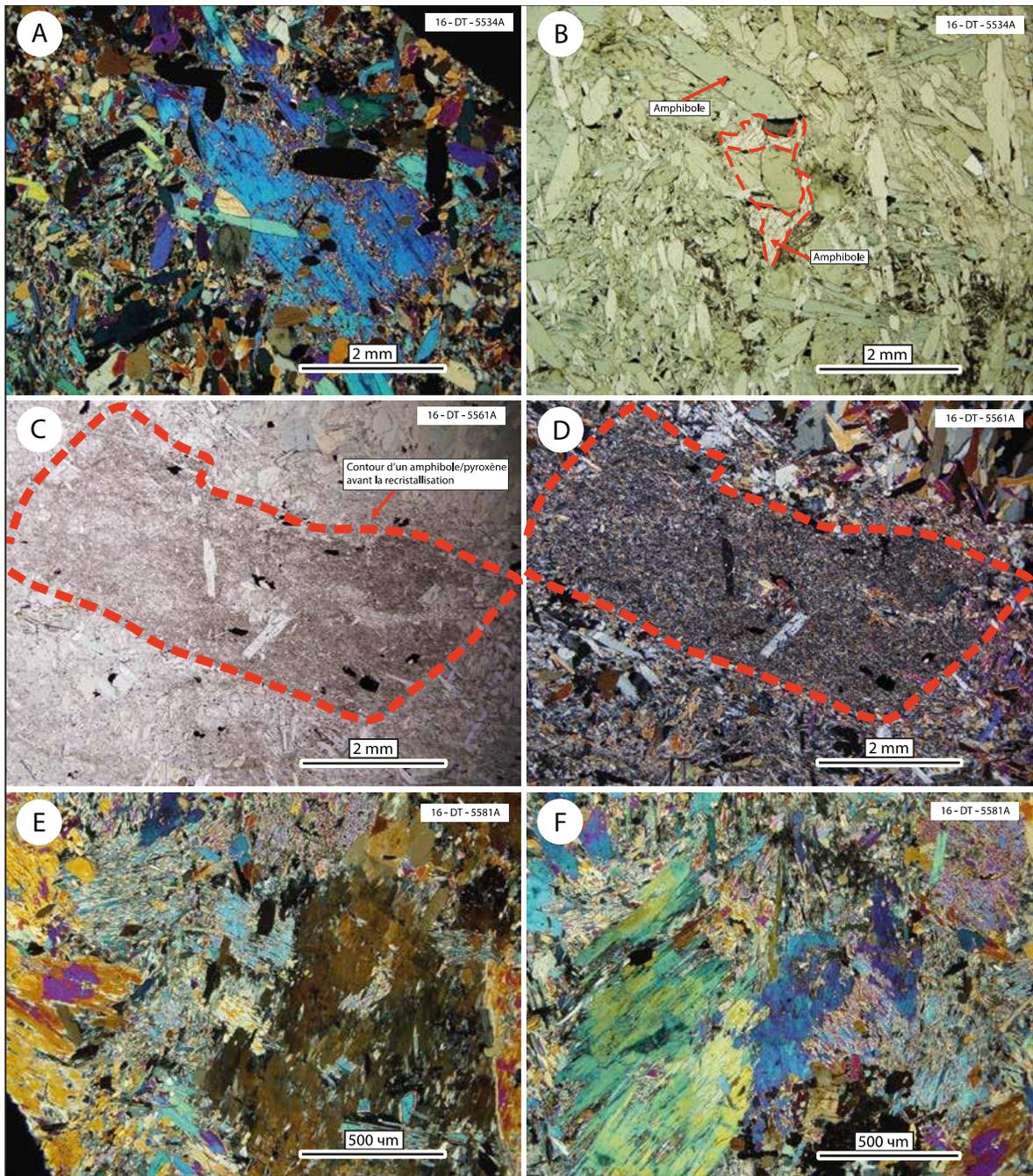
contamination par du matériel de la croûte (sédiments ou roches felsiques), ce qui favorise la précipitation des sulfures par l'assimilation du soufre ou de la silice.

### 3.2.2.3 «Pyroxénite»

En lame mince, l'unité de «pyroxénite» se compose essentiellement d'amphiboles (70-90%). La chlorite, le plagioclase et les oxydes sont des phases mineures à accessoires qui peuvent être associées à cette lithologie. L'amphibole a des caractéristiques optiques typiques d'une actinote, elle est hypidiomorphe à idiomorphe et à grain moyen/fin (0,2 à 4,5mm). Elle a une forme prismatique allongée (pouvant être parfois aciculaire), l'extinction est subdroite et le minéral a un pléochroïsme net (vert pâle à vert clair).

Les «pyroxénites» sont fortement recristallisées (Fig. 3.32) et les textures primaires ne sont pas conservées. La figure 3.32C semble montrer un pseudomorphe de pyroxène en amphibole finement recristallisé. La chimie minérale n'était pas une priorité, raison pour laquelle aucune analyse à la microsonde n'a été réalisée.

La composition de ces roches indique que le magma est de composition mafique. En effet, l'assemblage minéralogique observé s'apparente plus à un gabbro riche en pyroxène, soit de la mélagabbronorite. L'absence d'olivine et de serpentine jumelée à la faible quantité de chlorite indique que le magma ne serait pas ultramafique. Comme montré à la figure 3.1C, le calcul de la norme suggère que ces roches sont des mélagabbronorites.



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

**Figure 3.32 : Assemblage minéralogique et textures de l'unité de «pyroxénite». A, B. Assemblage minéralogique de l'unité de «pyroxénite». C, D Pseudomorphose de pyroxène en amphibole finement recristallisée. E, F. Recristallisation importante des «pyroxénites».**

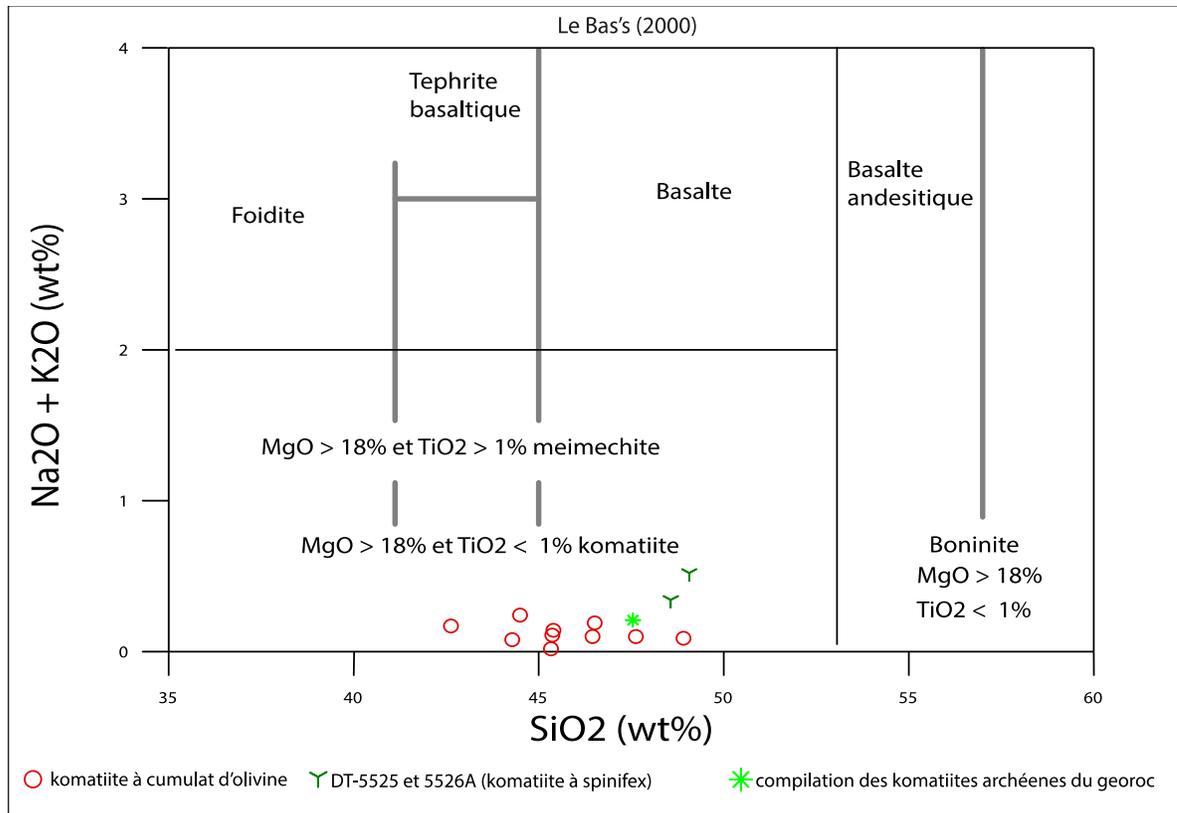
## **CHAPITRE 4**

### **4.1 LITHOGEOCHIMIE DES ROCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DE LA PORTION NE**

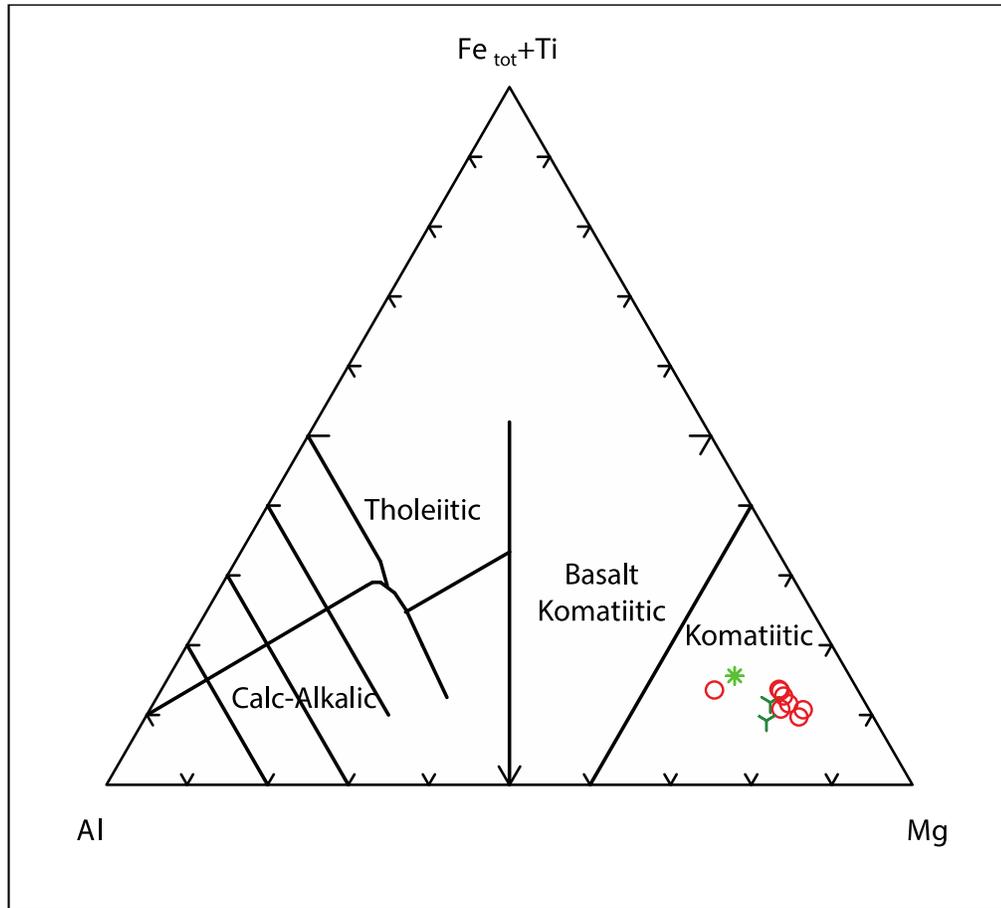
#### **4.1.1 Komatiite**

Comme discuté au chapitre 3, les études de terrain et la pétrographie indiquent que les roches ultramafiques de la portion NE classées comme des péridotites (Acch 5) montrent des caractéristiques de coulées komatiitiques. Par définition, les komatiites sont formées par un magma dont la composition est  $>18\%$  MgO et  $<1\%$  TiO<sub>2</sub> (Le Bas's, 2000). La figure 4.1 qui est une représentation du diagramme de discrimination de Le Bas's permet de faire la distinction entre les komatiites et les autres laves ultramafiques et mafiques telles que les meimechites ou les picrites. D'après ce diagramme, les échantillons ultramafiques de la portion NE de CC sont des komatiites.

La classification des échantillons selon le diagramme de Jensen (Fig. 4.2) indique aussi que ces roches sont des komatiites. Les cercles rouges des figures 4.1 et 4.2 représentent les échantillons de komatiites massives et les symboles verts représentent les komatiites à spinifex. L'astérisque est la compilation des komatiites archéennes du GEOROC dont les teneurs en MgO  $< 30\%$  (n ~ 2000).



**Figure 4.1: Diagramme de discrimination entre les différents types de laves mafiques/ultramafiques. Les roches ultramafiques du NE de CC tombent dans le champ des komatiites. Tiré de Le Bas's (2000).**



**Figure 4.2** Diagramme de classification des komatiites de CC selon Jensen (1976).

Le tableau 4.1 résume la composition en éléments majeurs des komatiites de CC. Le contenu en MgO de ces roches est très élevé ( $24,7 < \text{MgO} < 37,4$ ) et le  $\text{TiO}_2$  est très faible  $< 0,4$ . Ces intervalles correspondent bien à la définition d'une komatiite dont la concentration en MgO doit être supérieure à 18% et celle en  $\text{TiO}_2$  inférieure à 1%. Le  $\text{FeO}^*$  est compris entre 6,64 et 12,18. Le contenu en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  peut aller jusqu'à 0,5% et la concentration en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  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 ( $\text{FeO}^*$ ). Aussi, la forte hydratation de ces roches et les évidences

pétrographiques présentées au chapitre 3 suggèrent que les komatiites de CC ont subi plusieurs épisodes de recristallisation post-ignée et que ces roches sont altérées.

Les échantillons DT-5525 et 5526A à texture spinifex de CC contiennent ~ 30% de MgO tandis que les échantillons de komatiites massives contiennent entre 33 et 38% de MgO (Tableau 4.1). La majeure partie des komatiites renferme des phénocristaux d'olivines (Arndt, 2008) et la présence de ces phénocristaux augmente le contenu en MgO des roches. La présence de 10 à 30% de phénocristaux d'olivine pourrait expliquer la forte concentration en MgO de certains échantillons. En comparaison, la compilation des komatiites archéennes du georoc a une teneur en MgO plus faible que les komatiites de CC parce qu'il s'agit de komatiite à spinifex.

**Tableau 4.1 : Composition en éléments majeurs des komatiites (en % poids) de CC.**

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Arch kom <sup>a</sup>	U7 <sup>b</sup>	U8 <sup>b</sup>	U9 <sup>b</sup>	U10 <sup>b</sup>
Nom	DT-5501	DT-5502	YD-2141	DT-5525	DT-5526A	DT-5526B	DT-5527	DT-5528	GEOROC	AN-3160	DB-1085	YD-2140	DB-1096
Texture	Massive	Massive	Massive	Spinifex	Spinifex	Massive	Massive	Massive					
SiO <sub>2</sub>	44,91	45,14	47,28	48,84	48,41	43,81	46,10	44,12	47,53	46,50	45,32	48,91	42,61
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,38	0,19	0,24	0,20	0,22	0,26	0,39	0,31	0,40	0,17	0,15	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	5,35	4,30	5,81	4,71	5,42	5,87	7,90	7,06	9,49	5,46	3,91	5,86
FeO*	7,58	9,38	7,63	7,86	8,85	10,31	7,80	6,64	10,60	9,76	9,13	8,45	12,18
MnO	0,13	0,17	0,15	0,12	0,16	0,18	0,14	0,15	0,19	0,14	0,13	0,14	0,16
MgO	37,38	34,22	33,86	30,04	29,74	33,92	33,37	35,40	27,54	29,00	35,88	33,04	37,95
CaO	2,54	4,10	5,29	5,58	6,63	4,73	5,08	3,88	6,49	4,02	3,29	5,05	0,36
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,03	0,06	0,13	0,07	0,08	0,06	0,19	0,16	0,02	0,07	0,07
K <sub>2</sub> O	0,11	0,05	0,18	0,46	0,21	0,36	0,24	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<LoD	<LoD	0,01	0,02	<LoD	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,45	0,29	0,33	0,41	<LoD	0,33	0,27	0,00	0,38	0,48	0,23	0,44
Mg#	89,82	86,71	88,81	87,24	85,72	85,46	88,44	90,51	82,22	84,03	87,41	87,47	84,74
LOI	9,72	7,00	7,77	6,73	6,23	8,51	7,38	9,52	5,24	8,29	10,17	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<sup>a</sup> : Compilation des komatiites archéennes dont les teneurs en MgO < 30% (provenant de la base de données du GEOROC).

U7, 8, 9, 10<sup>b</sup> : 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 massive.

K1, K2 : komatiite à spinifex.

BD : Daniel Bandyayera

DT : Doudou Tague

YD : Yannick Daoudenne

AN : Alexandre Néron

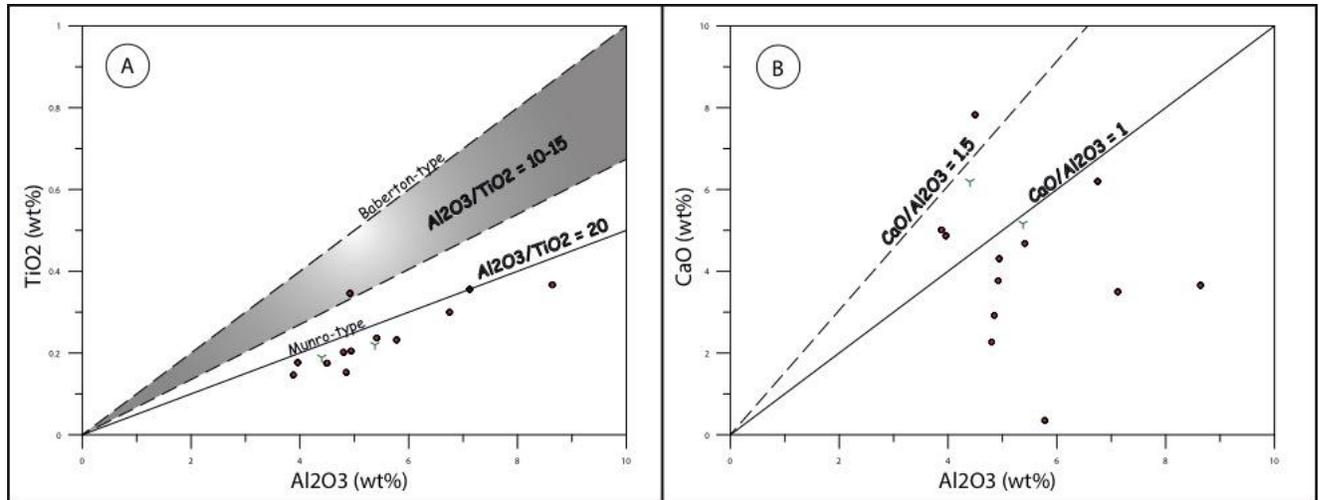
#### *4.1.1.1 Types de komatiites selon la variation de la composition chimique*

La composition des éléments majeurs indique que les roches de cette unité sont des komatiites. Cependant, les komatiites peuvent montrer des différences géochimiques majeures. Effectivement, 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 (Arndt, 2008). Les komatiites de Gorgona ont par exemple un contenu en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  plus élevé que les 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 Al, Ti, et dans une moindre mesure le Ca. 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). Une autre caractéristique 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 relativement élevé. La majorité des komatiites des autres régions ont un ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  ( $\approx 20$ ) et  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  proche d'une valeur chondritique avec un profil plat en ETRL (Arndt, 2008).

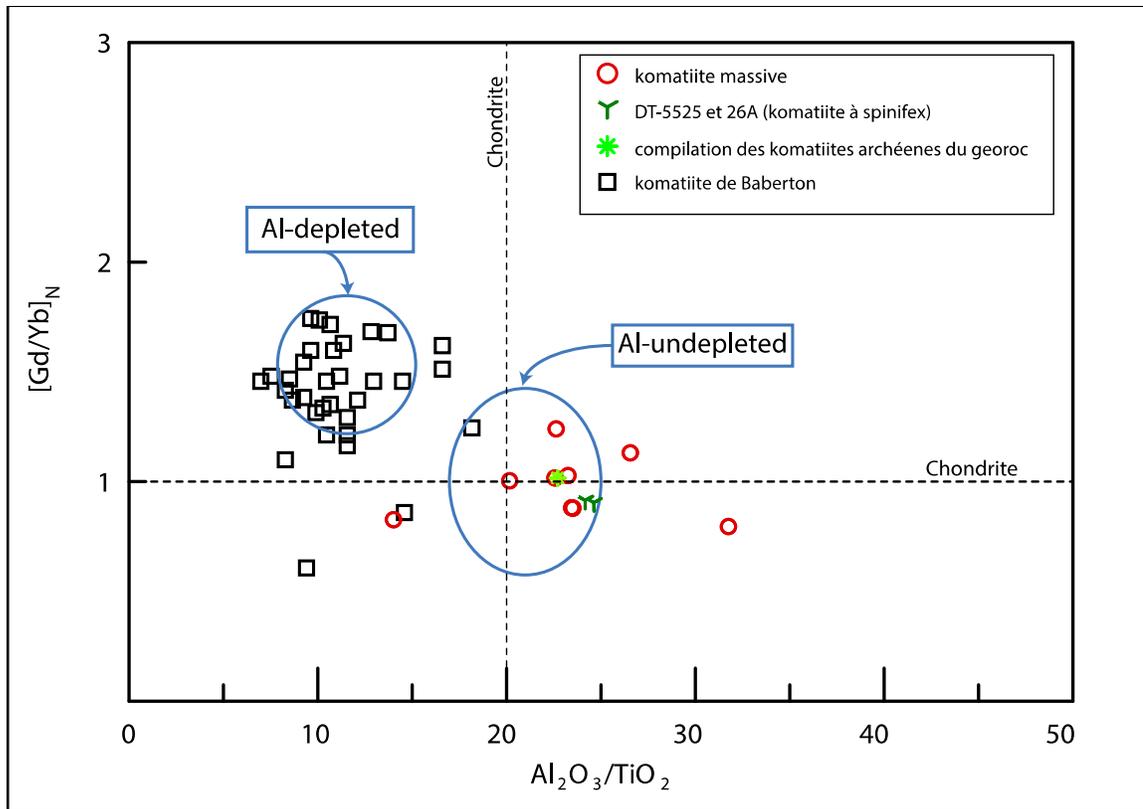
Il y a différentes nomenclatures pour classifier les komatiites. Dans le cadre de ce projet, nous allons adopter celle utilisée par plusieurs auteurs. Les komatiites avec un bas ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  et un appauvrissement en ETRL auront l'appellation "Al-depleted komatiite", celles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

La figure 4.3A est un diagramme binaire mettant en relation  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . 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 "Al-undepleted komatiites". La figure 4.3B met en relation le CaO vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . 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 supérieur ou inférieur à 1. À cause de la mobilité du CaO, le ratio  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  n'est donc pas fiable pour une classification. Le CaO est connue pour être mobile dans les komatiites métamorphisées (Barnes, 1985).



**Figure 4.3 : A, B. Classification des komatiïtes de CC selon les ratios Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> et CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les komatiïtes de CC s'alignent dans le champ des "Al-undepleted komatiïtes".**

La figure 4.4 est un autre graphique de classification des komatiïtes. C'est un diagramme binaire mettant en relation  $[Gd/Yb]_N$  vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>. N est l'indicateur de normalisation au manteau primitif selon Hofmann (1988). Les komatiïtes de CC montrent des ratios Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> souvent supérieur à 20 et des ratios de  $[Gd/Yb]_N$  très proches de 1. Cette observation permet de comprendre que ces roches n'ont pas subi de fractionnement en ETRL contrairement aux "Al-undepleted komatiïtes". Les "Al-depleted komatiïtes" montrent un appauvrissement en ETRL marqué par des ratios de  $[Gd/Yb]_N$  supérieurs à 1. Ce dernier graphique suggère donc que les komatiïtes retrouvées dans sa portion NE de CC seraient des "Al-undepleted komatiïtes".



**Figure 4.4 : Classification des komatiites de CC 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.**

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 4.5 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 légères (ETRI) surtout dans les komatiites massives. Cette caractéristique est typique des komatiites retrouvées en Abitibi (Fig. 4.6, Munro Township). Les profils de terres rares manifestent des anomalies positives/négatives en Eu. Ces anomalies sont 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. À titre de comparaison, la compilation des "Al-undepleted komatiites" du Georoc a un profil similaire aux komatiites à spinifex de CC (Fig. 4.3C). Également, les diagrammes illustrent des anomalies prononcées notamment en Sr, P, K, Ba, Cs et la majorité des anomalies s'explique par la mobilité des éléments (Sr, P, K, Ba, U, Cs). Une légère anomalie négative en Nb-Ta pourrait indiquer une contamination crustale.

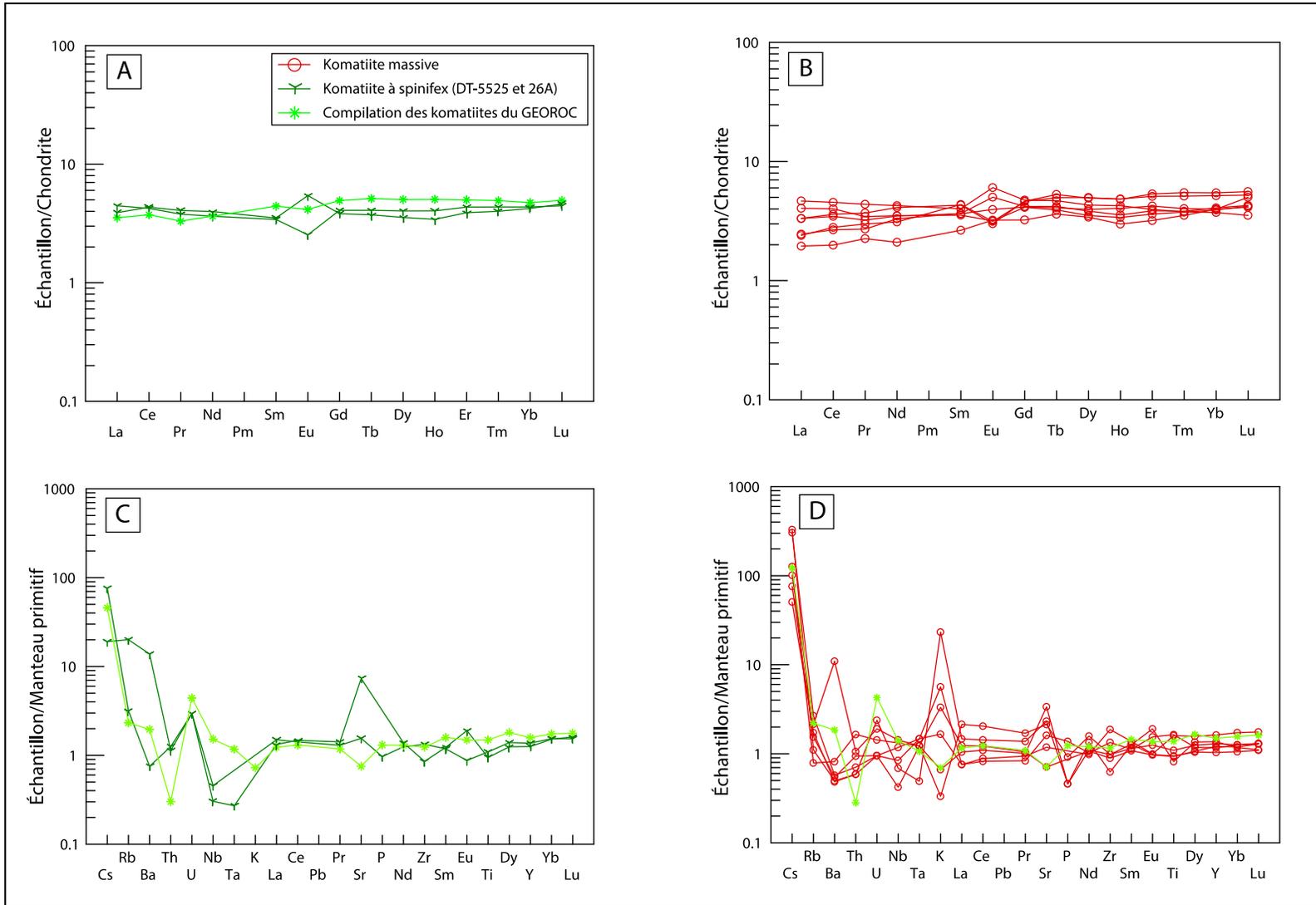


Figure 4.5 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des komatiites de CC. La normalisation à la chondrite s'est faite selon les données de McDonough et Sun (1989) et celle au manteau primitif selon les données de McDonough et Sun (1995).

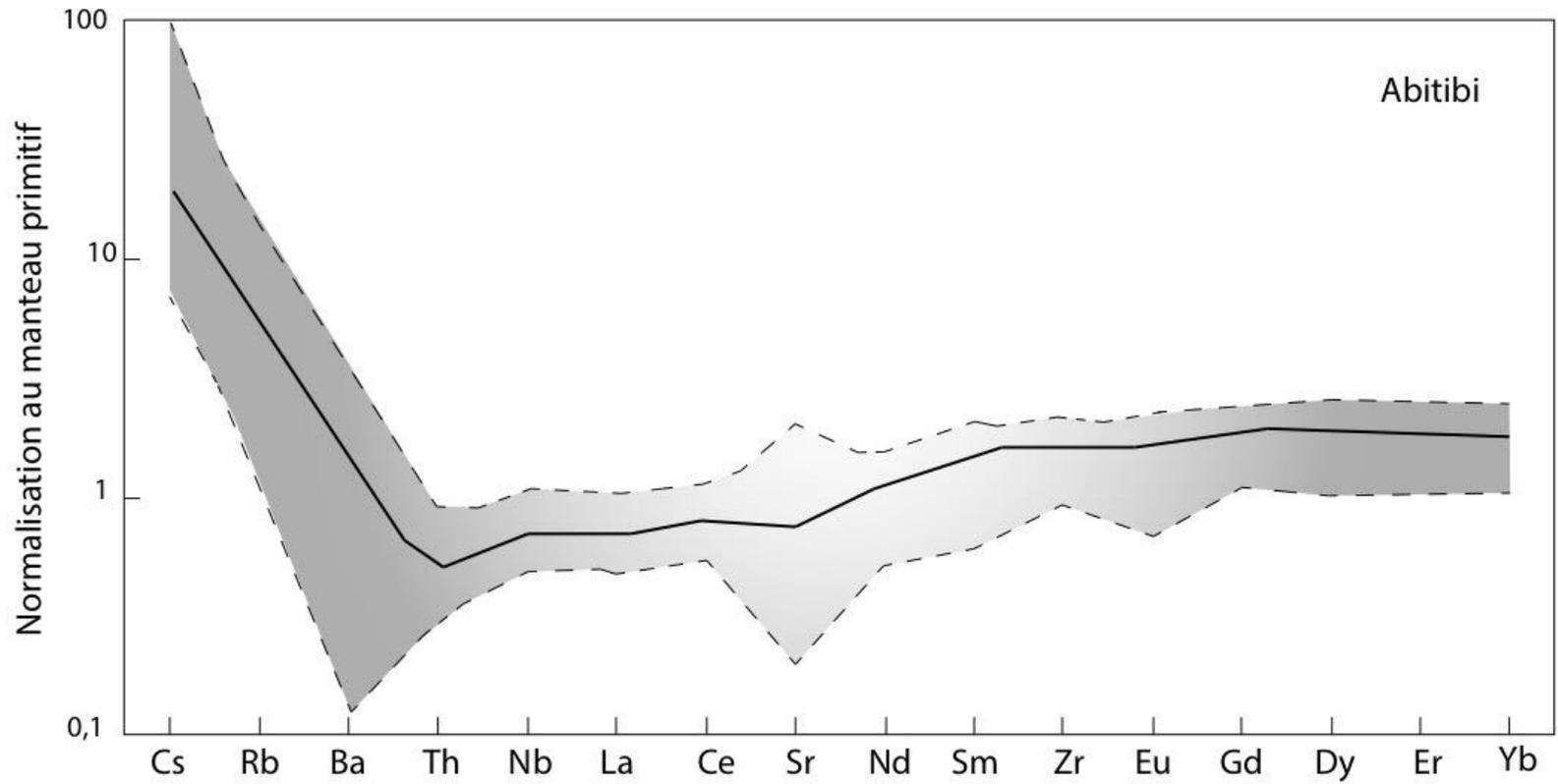
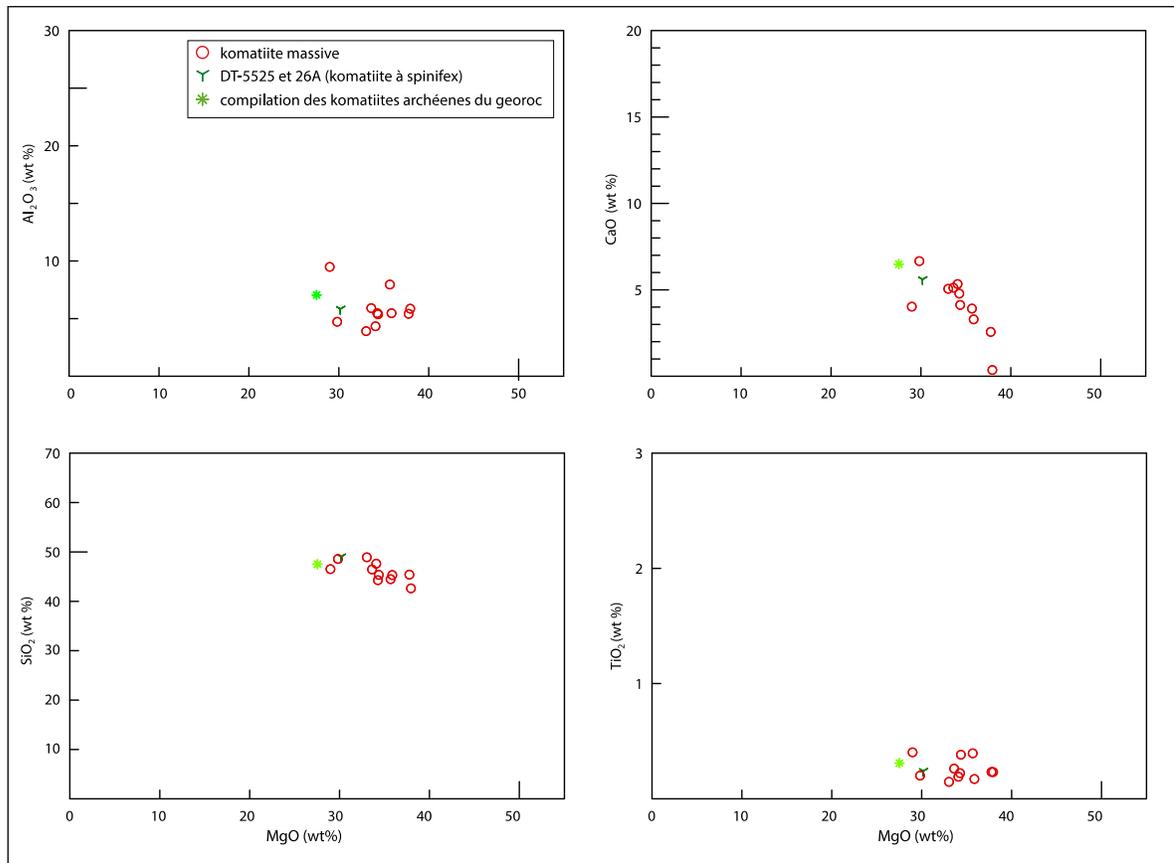


Figure 4.6 : Normalisation au manteau primitif des éléments traces des komatiites de Pyke Hill, Canada. Les lignes en pointillés représentent les valeurs minimales et maximales et la ligne pleine est la médiane. Données tirées du Georoc.

#### *4.1.1.2 Mobilité et comptabilité des éléments : diagramme binaire*

Une bonne façon d'interpréter 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 binaires de variation permettent de mettre en évidence les processus de cristallisation fractionnée ainsi que la cristallisation d'autres minéraux, la contamination ou encore l'altération.

Le diagramme binaire  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs MgO (Fig. 4.7) montre que l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  qui a un caractère compatible n'a pas une très bonne corrélation entre les différents points. Sachant que l'Al est immobile, les échantillons auraient dû suivre une trajectoire plus linéaire. Une explication serait que ces roches ont subi des degrés multiples d'altération qui auraient rendu le Mg mobile. Les mêmes observations s'appliquent pour les autres éléments du graphique. De ce fait, les diagrammes binaires ne peuvent pas être utilisés comme outil pétrographique.

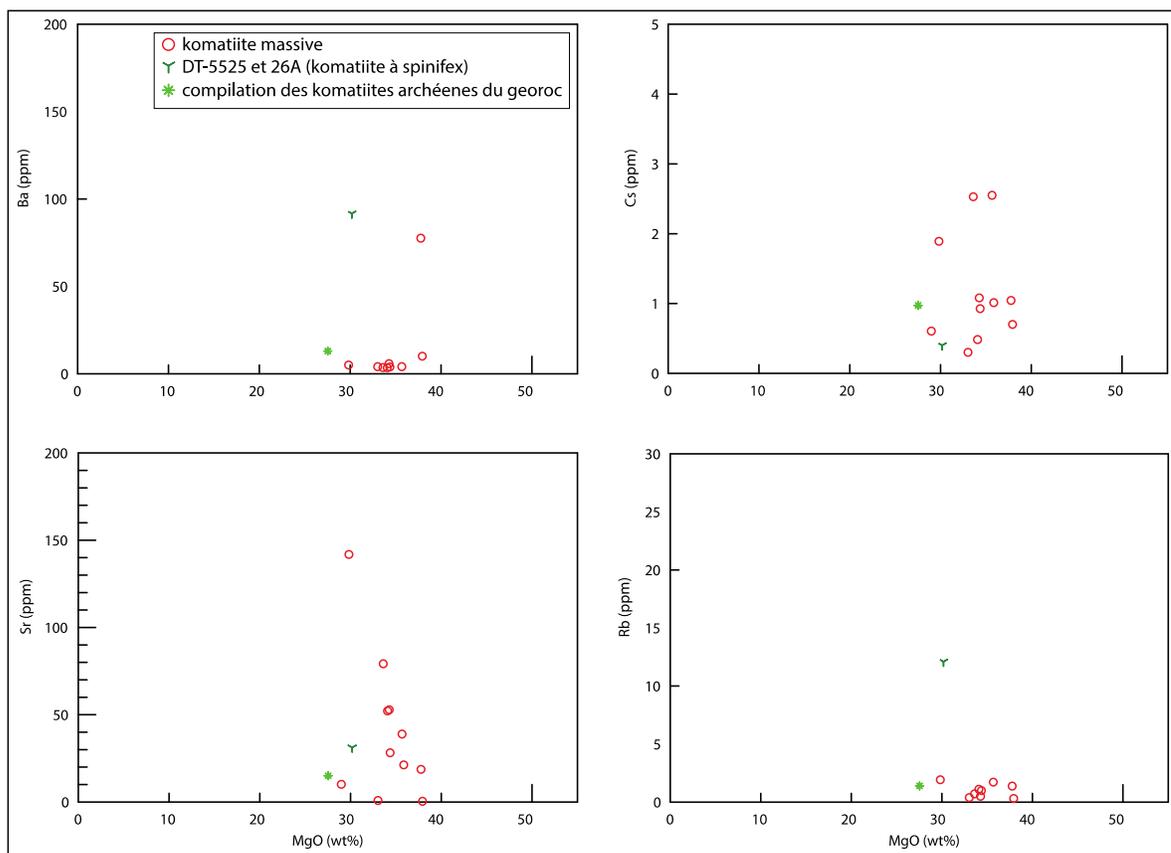


**Figure 4.7 : Diagramme binaire de variation en élément majeur des komatiites de CC. MgO est en abscisse pour illustrer le fractionnement du liquide.**

Tableau 4.2 : Composition en éléments traces des komatiites de CC (en ppm).

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Arch kom	U7	U8	U9	U10
Nom	DT-5501	DT-5502	YD-2141	DT-5525	DT-5526	DT-5526	DT-5527	DT-5528	Georoc	AN-3160	DB-1085	YD-2140	DB-1096
Co (ppm)	105,75	110,08	73,74	28,88	100,14	133,86	93,80	109,16	100,32	86,71	97,14	66,08	105,19
Cr	3958,09	3593,04	2307,65	139,91	3180,88	3806,00	2559,43	2103,73	2603,26	2329,08	2924,19	1491,78	2644,66
Cu	1,01	1,01	2,02	90,69	67,47	30,35	69,60	30,37	21,99	66,55	2,02	1,00	2,00
V	100,01	99,96	77,24	150,37	121,13	143,80	103,41	84,07	137,44	141,16	82,97	0,11	0,07
Ni	1784,17	1644,48	1352,26	1592,15	1540,70	1891,76	1492,88	1235,13	1257,99	1018,34	1578,46	1231,47	1773,13
Ba	76,63	3,81	3,38	91,11	4,97	5,70	3,48	4,01	13,00	<LoD	<LoD	4,00	10,02
Cs	1,03	0,92	0,48	4,59	1,88	1,07	2,51	2,52	0,97	0,60	1,01	0,30	0,70
Sr	18,43	28,02	51,73	176,85	141,02	52,28	78,59	38,46	15,05	10,08	21,25	0,84	0,38
Rb	1,36	0,98	1,10	12,02	1,91	0,50	0,70	1,70	1,40	<LoD	<LoD	0,39	0,30
Hf	0,33	0,75	0,24	0,63	0,40	0,35	0,39	0,64	0,45	0,60	0,20	0,20	0,30
Nb	0,80	0,71	0,42	1,78	0,52	0,51	0,59	1,03	1,00	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD
Sc	22,11	23,12	14,99	25,37	19,30	21,41	21,55	29,37	24,08	23,79	15,58	0,02	0,10
Ta	0,04	0,05	0,02	0,07	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	<LoD	<LoD	<LoD	<LoD
Y	5,57	7,34	6,11	20,14	5,42	4,72	6,01	5,42	6,82	6,15	3,95	64,08	74,13
Zr	13,60	25,93	9,69	25,17	14,09	12,57	14,10	21,43	13,04	17,14	7,08	7,11	5,21
La	1,26	0,80	1,09	3,96	1,47	1,84	1,07	1,10	0,80	0,73	0,41	1,12	1,59
Ce	2,58	2,08	2,82	12,21	3,88	4,68	4,10	2,28	2,20	2,03	1,09	2,67	2,57
Pr	0,34	0,32	0,40	2,10	0,39	0,62	0,37	0,26	0,30	0,32	0,19	2,00	3,01
Nd	1,79	1,59	1,92	11,27	1,84	2,53	1,83	1,44	1,64	1,76	0,88	1,83	1,49
Sm	0,57	0,66	0,62	3,74	0,55	0,68	0,60	0,54	0,65	0,60	0,36	11,31	15,83
Eu	0,17	0,14	0,29	1,03	0,31	0,18	0,22	0,26	0,23	0,16	0,17	0,26	0,05
Gd	0,84	1,04	0,89	4,40	0,84	0,78	0,81	0,79	0,97	0,88	0,60	0,84	0,50
Tb	0,13	0,17	0,16	0,72	0,13	0,13	0,15	0,13	0,18	0,18	0,12	49,06	6,01
Dy	1,02	1,36	1,08	4,42	0,88	0,84	1,04	1,06	1,22	1,15	0,78	1,09	0,62
Ho	0,21	0,30	0,22	0,89	0,19	0,18	0,24	0,22	0,27	0,25	0,15	0,23	0,15
Er	0,70	0,92	0,67	2,29	0,68	0,52	0,72	0,62	0,79	0,78	0,48	0,68	0,42
Tm	0,09	0,14	0,09	0,31	0,10	0,08	0,09	0,09	0,12	0,12	0,08	0,05	0,28
Yb	0,73	0,89	0,62	2,11	0,62	0,61	0,73	0,77	0,77	0,81	0,61	0,60	0,00
Lu	0,10	0,13	0,10	0,30	0,11	0,08	0,10	0,10	0,12	0,12	0,11	0,10	0,08

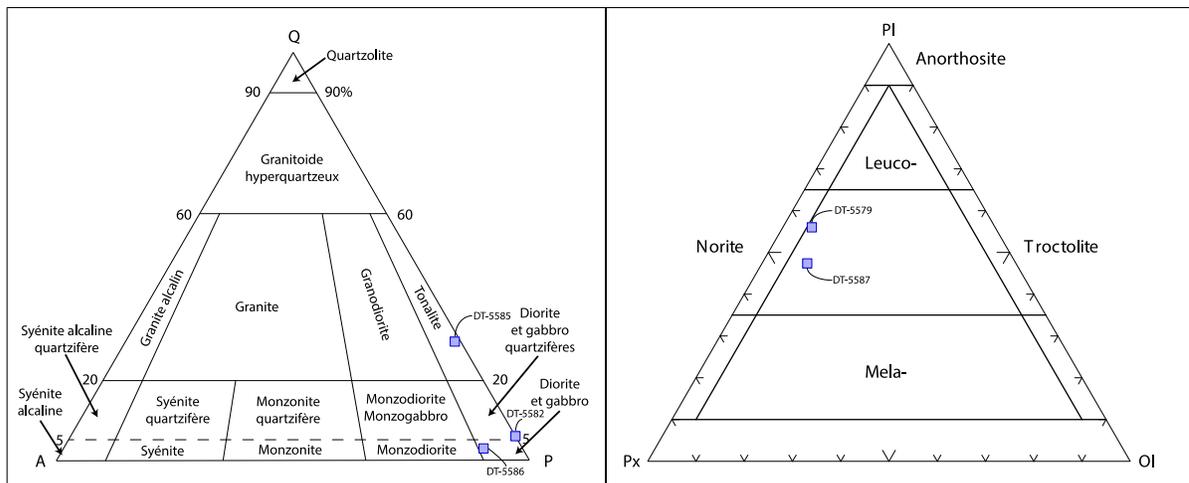
Le tableau 4.2 représente la composition en éléments traces des komatiites de CC. Les éléments en terres rares et les HFSE montrent un comportement plutôt immobile, tandis que les LILE (Fig. 4.8) ont un caractère mobile, très accentué pour le Sr et Cs. Les éléments comme le K, le Na sont mobiles. Ces observations confirment l'interprétation des diagrammes multiéléments sur la mobilité des éléments.



**Figure 4.8 : Diagramme binaire de variation des LILE des komatiites de CC. Les échantillons forment des nuages de points diffus démontrant le caractère mobile de ces éléments.**

#### 4.1.2 Roches mafiques à intermédiaires

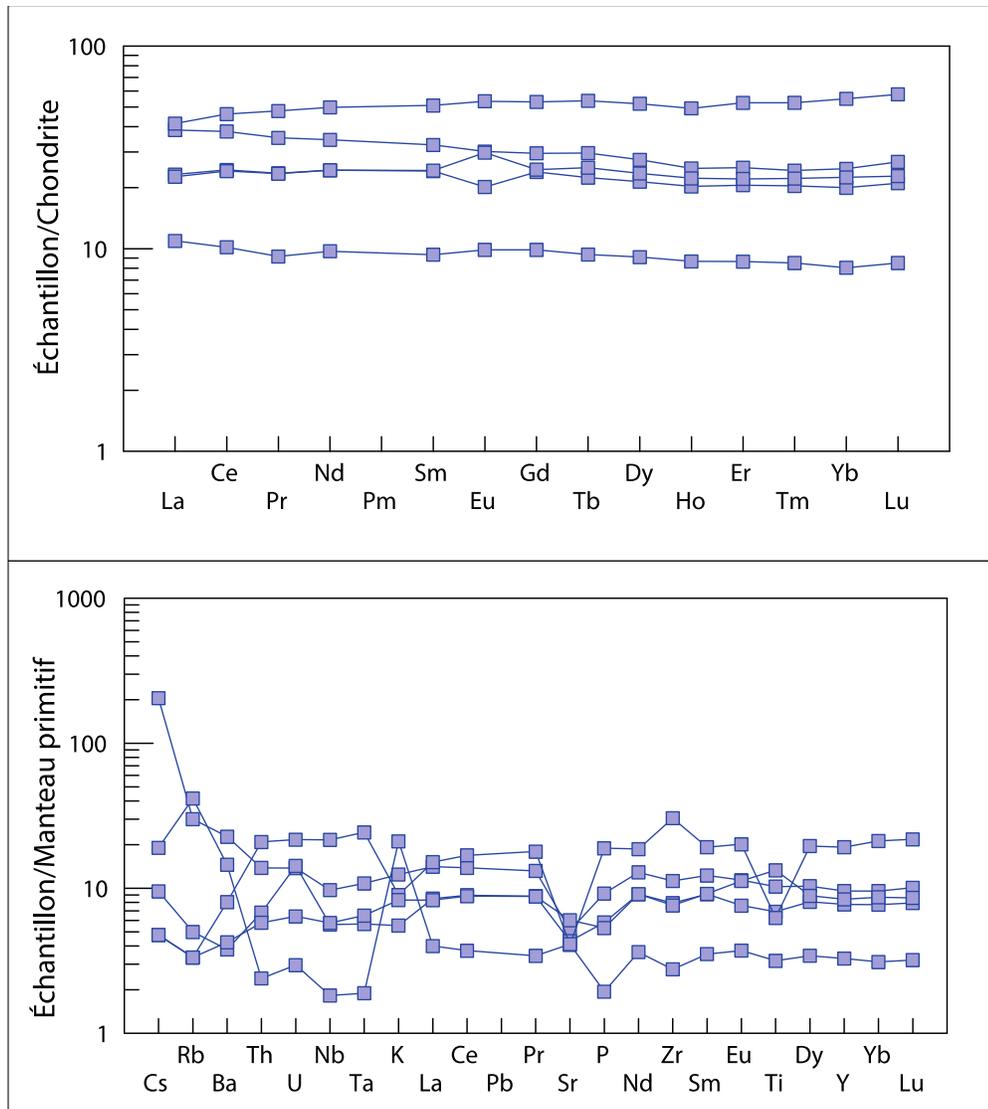
L'étude pétrographique a montré que l'unité de terrain nommé gabbro magnétique est constituée de roches intrusives de différentes compositions. Les observations en lame mince ont révélé des lithologies mafiques, intermédiaires ou encore felsiques. Dans l'objectif de confirmer ces observations, les roches ont été classées selon Strekeisen (1974) en utilisant le calcul de la norme CIPW (Fig. 4.9). L'échantillon DT-5585 est une tonalite et les échantillons DT-5582 et 5586 sont des roches intermédiaires, respectivement de la diorite quartzifère et de la diorite. Finalement, les derniers échantillons DT-5579 et 5587 sont des gabbros à olivine. Cette classification est la confirmation que cette unité contient plusieurs lithologies bien différenciées.



**Figure 4.9 : Diagramme ternaire de classification des roches mafiques à intermédiaires. Les proportions modales proviennent du calcul de la norme CIPW.**

Malgré la différence lithologique entre les roches, les éléments majeurs indiqueraient que celles-ci appartiennent à la même série magmatique tholéiitique, plus précisément les tholeïites riches en fer. En effet, la concentration en fer ( $9,21 < \text{FeO}^* < 19,18$  ; Tableau 4.3)

est élevée et la composante en  $P_2O_5$  est non négligeable ( $0,04 < P_2O_5 < 0,2$ ). Le diagramme de terres rares (Fig. 4.10) montre des profils plats d'affinité tholéiitique typique des intrusions mafiques/intermédiaires 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. Certains profils montrent de légères anomalies en Eu justifiées par la présence de plagioclase.



**Figure 4.10 : Diagrammes de terres rares et multiéléments des roches mafiques à intermédiaires.**

Le diagramme multiéléments (Fig. 4.10) confirme les profils plats et l'affinité tholéïtite de ces roches. La concentration des éléments varie de 2 à 20 fois la valeur du manteau primitif. Le Sr, K, Ba et Cs montrent des anomalies dues à leur mobilité (Tableau 4.4).

**Tableau 4.3 : Composition en éléments majeurs des roches mafiques à intermédiaires (en % poids)**

Échantillon	GE1	GE2	GE3	GE4	GE5
Nom	DT-5579	DT-5582	DT-5585	DT-5586	DT-5587
SiO <sub>2</sub>	49,97	52,90	62,27	50,05	48,67
TiO <sub>2</sub>	2,10	1,43	1,29	2,74	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,11	12,81	10,67	11,16	15,04
FeO*	16,58	13,63	13,90	19,52	9,51
MnO	0,24	0,18	0,20	0,28	0,17
MgO	4,08	6,34	0,98	3,50	11,87
CaO	8,16	9,60	7,14	8,75	12,31
Na <sub>2</sub> O	3,37	2,49	2,51	2,46	1,07
K <sub>2</sub> O	0,90	0,22	0,39	1,09	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,12	0,40	0,11	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<LoD	0,01	0,01	<LoD	0,14
Mg#	30,50	45,34	11,16	24,22	69,01
LOI	0,35	1,03	0,49	0,21	2,40

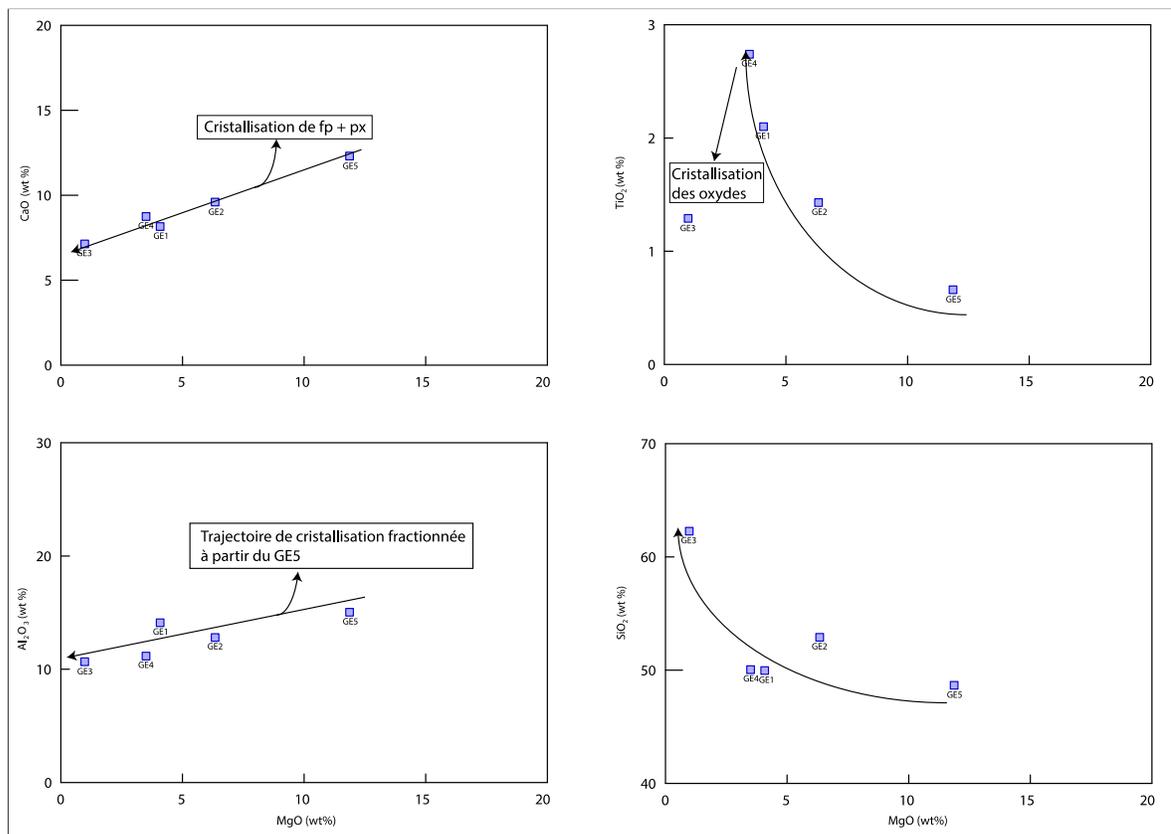
NB : Le fer a été recalculé en fer total (FeO\*) et les analyses ont été normalisées à 100% sur une base anhydre.

**Tableau 4.4 : Composition en éléments traces des roches mafiques à intermédiaires (en ppm)**

Échantillon	GE1	GE2	GE3	GE4	GE5
Nom	DT-5579	DT-5582	DT-5585	DT-5586	DT-5587
Co	43,03	49,27	18,38	52,54	58,45
Cr	23,40	85,39	29,31	22,58	1103,30
Cu	10,06	115,79	2,01	32,31	81,43
V	374,31	400,32	2,97	263,74	224,23
Ni	21,13	52,36	6,04	7,07	283,51
Ba	156,30	28,77	58,35	33,69	100,19
Cs	4,07	0,33	0,15	0,15	0,41
Sr	109,64	93,61	84,13	124,80	85,14
Rb	16,59	2,98	3,15	2,29	21,47
Hf	3,66	2,76	8,50	2,40	0,91
Nb	6,85	4,20	14,63	3,83	1,37
Sc	41,65	51,70	28,44	66,43	44,05
Ta	0,43	0,25	0,84	0,24	0,08
Y	37,72	30,79	73,97	31,90	12,98
Zr	129,63	97,20	312,18	85,49	33,79
La	8,58	5,31	9,92	5,10	2,55
Ce	21,71	14,49	28,06	14,38	6,26
Pr	3,14	2,18	4,36	2,03	0,89
Nd	15,81	11,27	23,55	11,24	4,48
Sm	4,83	3,56	7,83	3,34	1,31
Eu	1,63	1,08	2,89	1,64	0,56
Gd	6,16	5,01	10,45	4,75	2,01
Tb	1,00	0,80	1,83	0,83	0,32
Dy	6,79	5,55	13,15	5,82	2,25
Ho	1,46	1,20	2,82	1,26	0,49
Er	4,30	3,73	8,58	3,69	1,57
Tm	0,61	0,52	1,28	0,52	0,21
Yb	4,20	3,52	9,67	3,63	1,47
Lu	0,64	0,53	1,51	0,54	0,22

D'après les diagrammes de classifications, les diagrammes de terres rares et multiéléments l'unité est composée de gabbronorite à olivine, de diorite et de tonalite. Les éléments majeurs et traces ainsi que la composition minéralogique indiquent des roches d'affinité tholeiitique riches en Fe. La différence compositionnelle au sein de l'unité

pourrait s'expliquer par la cristallisation fractionnée suivant l'évolution du magma (Fig. 4.11) puisqu'il apparaît clair que ses roches appartiennent à la même série magmatique et qu'ils auraient cristallisé à partir de la même source.



**Figure 4.11 : Diagramme binaire de variation des roches mafiques à intermédiaires. MgO est en abscisse pour illustrer le fractionnement du liquide**

## 4.2 Lithogéochimie des roches mafiques de la portion SO

### 4.2.1 Basalte

Le tableau 4.5 montre la composition en éléments majeurs des roches volcaniques mafiques du SO (Acch 1). Le contenu en MgO varie de 4,49 à 11,71 avec une valeur moyenne de 7,87. Les teneurs moyennes en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et en CaO sont respectivement de 14,65 et 10,44, et les teneurs en SiO<sub>2</sub> (50 à 55,46) sont assez élevées pour des roches de composition basaltique. La perte au feu est relativement faible avec un maximum de 2,25. Le Mg# varie de 43,24 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 faiblement fractionnée. Ces premières observations géochimiques indiqueraient que les basaltes sont relativement primitifs et qu'ils sont majoritairement riches en MgO.

**Tableau 4.5 : composition en éléments majeurs (wt%) des roches volcaniques mafiques**

Échantillon	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9
Nom	SG-3508	DT-5548	SM-5156	DB-1057	SG-3510	YD-2110	AN-3046	DB-1048	YD-2037
SiO <sub>2</sub>	50,06	55,46	54,22	51,46	54,71	55,35	52,73	54,45	54,33
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,49	0,73	0,89	0,51	0,53	0,61	0,58	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,46	16,56	14,86	8,76	14,99	17,04	14,16	16,17	12,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	1,78	1,76	2,69	1,68	1,53	2,07	1,62	2,70
FeO	8,06	8,91	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	8,35	4,49	7,65	11,71	9,78	7,58	8,23	6,66	6,34
CaO	12,35	9,57	9,94	11,27	9,27	9,01	10,54	12,20	9,71
Na <sub>2</sub> O	1,54	1,82	3,19	1,65	1,84	2,40	2,86	1,24	1,82
K <sub>2</sub> O	0,28	0,21	0,39	0,45	0,21	0,22	0,17	0,19	0,25

P2O5	0,05	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Cr2O3	0,06	0,04	0,03	0,09	0,07	0,04	0,05	0,07	0,01
Mg#	61,03	43,24	60,84	60,87	67,45	63,91	58,63	59,48	45,53
LOI	1,41	2,25	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<sup>b</sup> : Analyse de la roche totale tirée du SIGEOM.

Les diagrammes de classification de la figure 4.12 suggèrent que ces roches sont de composition basaltique et andésitique. En effet, la figure 4.12A mettant en rapport le total des alcalins contre le SiO<sub>2</sub> (Le Maitre ,2002) indique que la majorité des roches sont des basaltes andésitiques et trois des échantillons sont des basaltes. Dans la même ordre d'idée, le diagramme de nomenclature développée par Pearce (1996) sur la base de rapport interéléments Zr/Ti vs Nb/Y (fig. 4.12B) définit ces volcaniques mafiques comme des basaltes. Cette classification permet donc de confirmer que l'unité volcanique mafique (Acch 1) est composée de basalte et de basalte andésitique. Néanmoins, à des fins de simplification les roches de cette unité seront nommées basaltes.

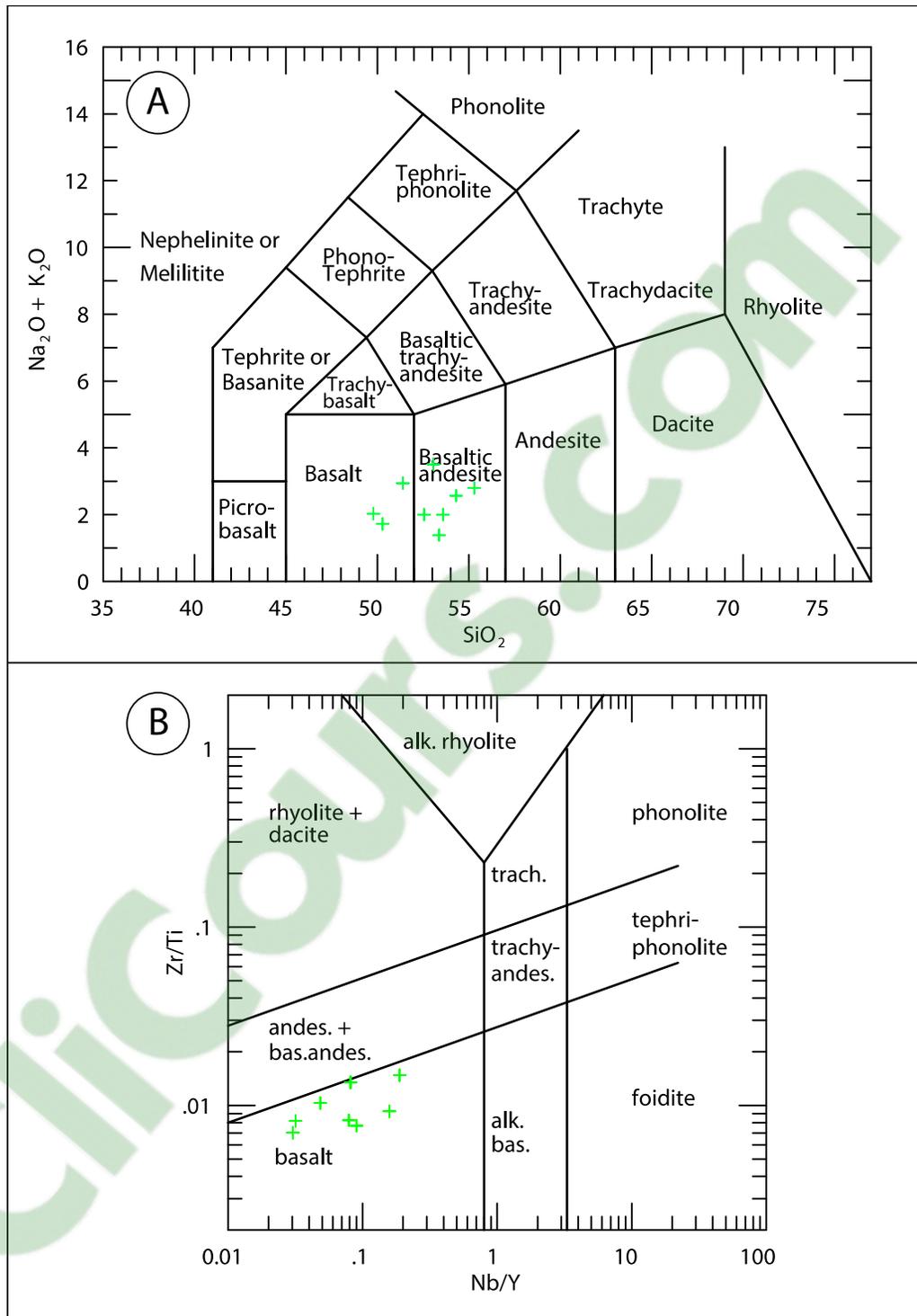
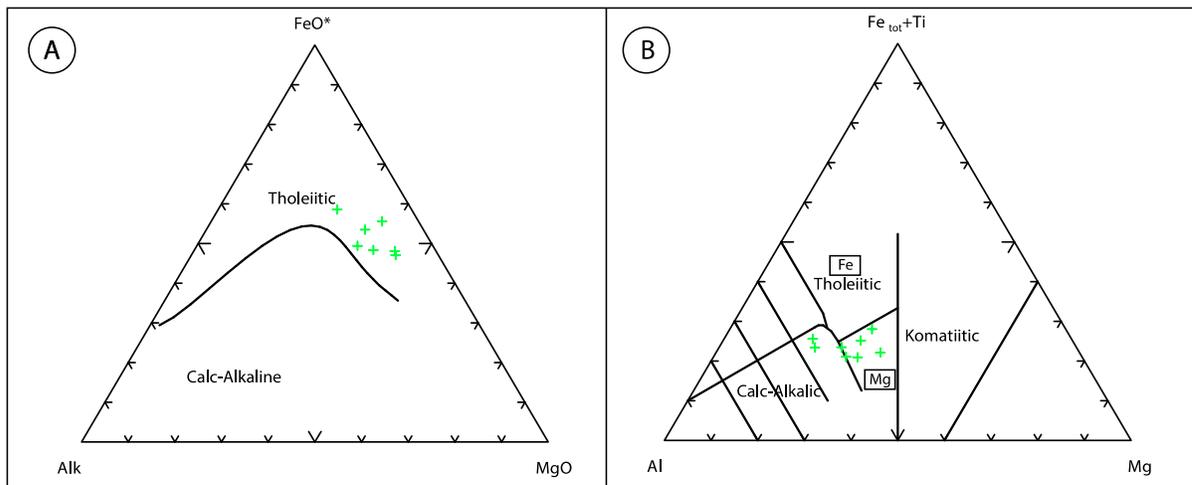


Figure 4.12 : A. Diagramme de classification des roches de l'unité volcanique mafique (Acch1), a) d'après le Maitre (2002) et b) d'après Pearce (1996).

Les diagrammes de la figure 4.13 mettent l'emphase sur les affinités magmatiques. Le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971, Fig 4.13A) indique que les basaltes appartiennent à la série magmatique tholéiitique. Le diagramme AFM de Jensen (1976, Fig 4.13B) 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, ce qui pourrait s'expliquer par l'effet de la contamination (du matériel felsique) ou par le fractionnement du liquide.



**Figure 4.13 : A. Diagramme de classification AFM d'Irvine et Baragar (1971). B. Diagramme de classification AFM de Jensen (1976).**

L'affinité tholéiitique de ces roches est confirmée par les diagrammes multiéléments (Fig. 4.14). Les basaltes montrent des profils plats où la concentration des éléments est en moyenne de trois fois la valeur du manteau. Les éléments les plus mobiles montrent des anomalies positives prononcées, notamment pour le Sr, K, Ba, U, Cs. Les anomalies négatives en P, Nb et Ta pourraient refléter l'effet de la contamination. La composition en éléments traces des roches volcaniques mafiques est résumée au tableau 4.6.

Tableau 4.6 : Composition en éléments traces des roches volcaniques mafiques en ppm (Acch 1)

Échantillon	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9
Nom	SG-3508	DT-5548	SM-5156	DB-1057	SG-3510	YD-2110	AN-3046	DB-1048	YD-2037
Co	51,42	46,32	39,95	78,82	54,24	42,89	50,40	58,27	56,01
Cr	508,47	320,93	191,55	460,46	427,80	290,05	252,00	398,72	24,89
Cu	68,29	13,07	16,39	190,82	71,64	70,47	7,20	46,01	228,20
V	348,04	266,87	296,04	227,12	232,32	258,39	283,89	291,37	449,14
Ni	158,66	116,60	95,26	236,45	133,05	118,47	91,54	175,84	45,64
Ba	27,95	88,21	109,61	58,08	84,95	57,19	85,37	61,34	37,34
Cs	0,46	3,32	0,51	0,21	0,61	1,43	0,41	1,23	0,52
Sr	105,87	73,38	126,00	61,19	86,99	76,60	74,06	50,10	152,48
Rb	4,23	51,13	8,19	7,26	6,14	7,15	2,06	8,18	3,11
Hf	1,17	1,07	1,64	1,24	1,02	1,12	0,82	0,82	1,35
Nb	1,41	1,01	3,48	2,28	1,13	0,61	0,41	0,41	1,66
Sc	54,33	51,70	50,09	27,69	36,03	41,26	39,81	41,51	48,96
Ta	0,07	0,07	0,29	0,22	0,13	0,11	0,07	0,09	0,13
U	0,14	0,14	0,40	0,22	0,29	0,16	0,05	0,13	0,09
Th	0,26	0,79	1,71	0,81	0,95	0,62	0,13	0,25	0,29
Y	17,85	12,43	18,44	14,42	13,82	12,66	13,58	12,88	18,36
Zr	41,62	39,52	64,53	49,78	40,94	32,68	25,71	28,63	47,71
La	2,13	2,74	7,15	5,26	3,76	2,56	1,86	2,39	1,79
Ce	5,57	6,25	16,49	13,79	8,31	5,76	4,44	5,83	5,21
Pr	0,80	0,74	2,05	1,99	1,03	0,78	0,65	0,81	0,81
Nd	4,36	3,50	9,13	9,44	4,51	3,44	3,17	3,90	5,12
Sm	1,55	1,13	2,32	2,92	1,43	1,23	1,33	1,45	1,86
Eu	0,63	0,41	0,87	0,86	0,45	0,41	0,49	0,56	0,79
Gd	2,29	1,65	2,88	3,09	1,73	1,83	1,92	1,95	2,76
Tb	0,42	0,28	0,52	0,48	0,32	0,37	0,37	0,37	0,50
Dy	3,03	2,08	3,17	2,83	2,14	2,32	2,52	2,51	3,03
Ho	0,71	0,48	0,68	0,57	0,45	0,49	0,50	0,58	0,63
Er	2,15	1,40	1,97	1,67	1,40	1,50	1,52	1,73	2,01
Tm	0,31	0,20	0,29	0,21	0,21	0,22	0,25	0,26	0,32
Yb	2,14	1,68	1,99	1,40	1,45	1,58	1,63	1,70	2,15
Lu	0,34	0,24	0,33	0,21	0,25	0,26	0,26	0,28	0,33

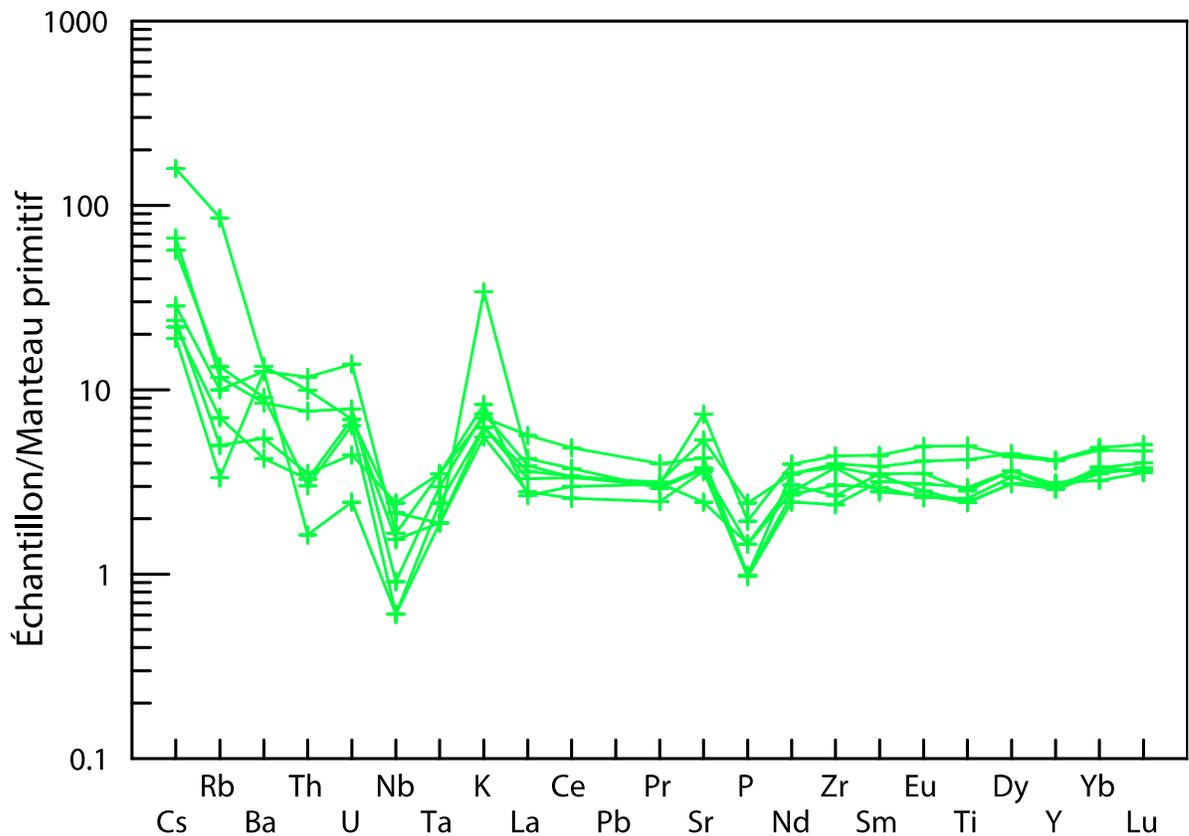


Figure 4.14 : Diagramme multiéléments des basaltes tholéiitiques. Normalisation selon McDonough et Sun (1995).

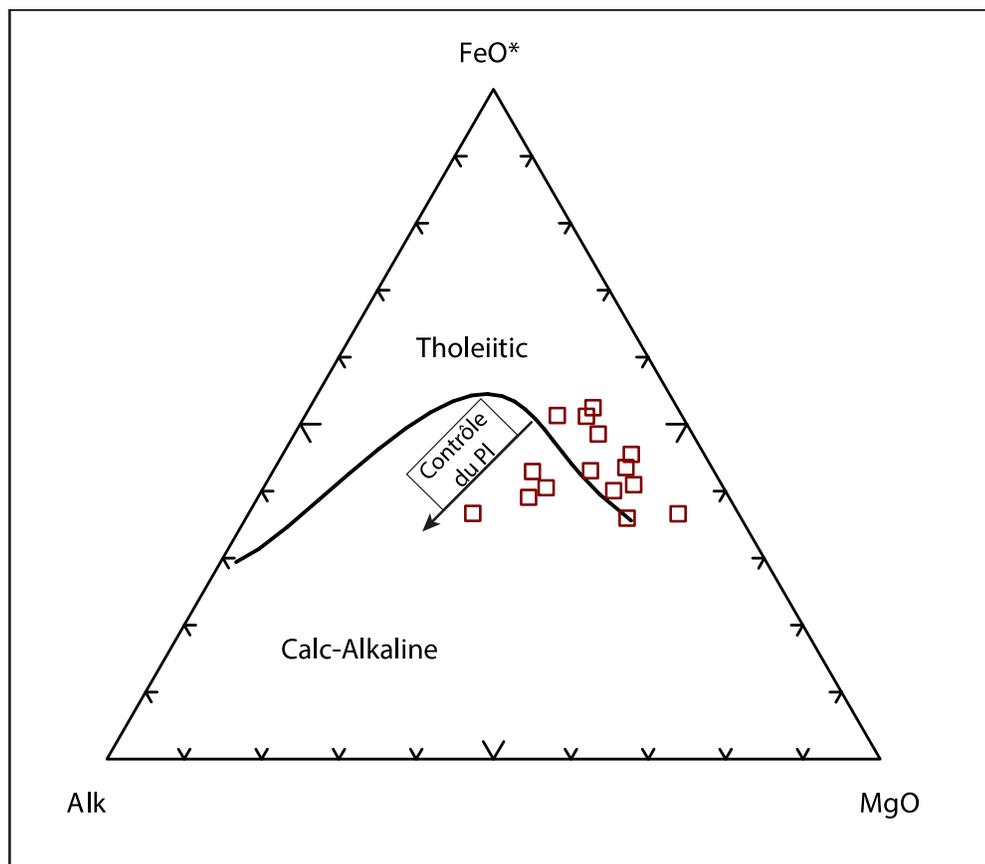
#### 4.2.2 Intrusion mafique

L'intrusion mafique (unité Acch4) présente plusieurs caractéristiques intéressantes (Tableau 4.6). La teneur moyenne en  $Al_2O_3$ , MgO et CaO de ces roches est respectivement de 22,68%, 6,21%, et 13,19%. Leur Mg# est élevé ( $52,65 < \#Mg < 72,65$ ), et comparé au basalte tholéiitique la teneur en  $Al_2O_3$ , CaO et MgO varie grandement d'un échantillon à l'autre. La différence de composition entre les échantillons de la même intrusion pourrait être le résultat de la cristallisation fractionnée.

Tableau 4.6 : composition en élément majeur (wt%) de l'intrusion mafique

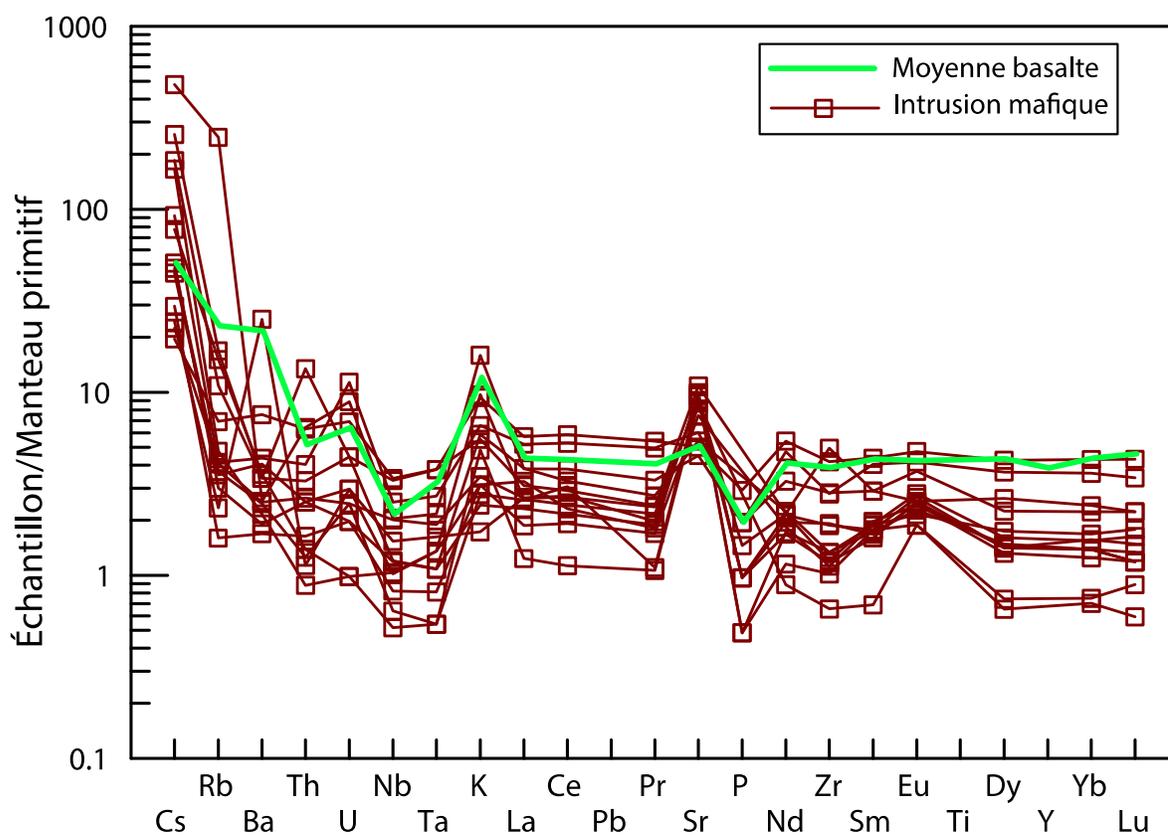
Échantillon	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15
Nom	DT-5505-A	DT-5505-B	DT-5509	DT-5511	DT-5512	DT-5530	DT-5532	DT-5532	DT-5540	DT-5553	DT-5554	DT-5570	DT-5576	SM-5164	RP-6138
SiO <sub>2</sub>	47,71	47,55	48,21	47,12	47,81	46,05	47,79	48,94	51,67	45,71	50,25	49,37	48,57	51,26	49,09
TiO <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,62	30,35	28,80	24,88	27,84	23,89	22,75	22,26	15,02	22,89	14,47	22,76	21,37	14,76	18,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,43	0,46	0,99	0,57	1,10	1,46	1,33	1,39	1,18	2,09	1,02	1,13	1,80	1,59
FeO	2,70	2,14	2,31	4,95	2,85	5,51	7,30	6,65	6,96	5,92	10,46	5,08	5,63	9,01	7,94
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	3,41	2,12	5,45	2,59	6,64	5,37	5,49	12,22	7,97	8,47	5,30	7,40	8,43	9,11
CaO	15,33	14,72	15,13	13,74	16,00	14,49	12,12	13,31	10,62	13,29	10,76	12,21	12,48	11,29	11,58
Na <sub>2</sub> O	1,99	0,88	2,46	2,02	1,74	1,53	2,43	1,40	1,25	1,62	2,25	3,17	2,25	2,42	1,74
K <sub>2</sub> O	0,07	0,20	0,13	0,17	0,22	0,39	0,14	0,01	0,08	0,09	0,24	0,17	0,64	0,22	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	<LoD	0,02	0,02	0,02	<LoD	0,05	<LoD	0,04	0,03	0,06	<LoD	0,01	0,04	<LoD
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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#	61,05	70,66	58,13	62,47	57,87	64,57	52,65	55,51	72,65	67,07	55,04	61,18	66,51	58,58	63,43
LOI	0,67	3,12	0,53	1,04	0,51	0,85	1,53	2,28	1,42	1,58	1,24	0,80	0,94	0,92	1,53

Les roches qui composent l'intrusion mafique ont une affinité tholéiitique d'après le diagramme de classification d'Irvine et Baragar (1971). Cependant, le contrôle exercé par les feldspaths amène certains échantillons à se positionner dans la catégorie calco-alcaline (Fig. 4.15). Ces échantillons proviendraient de la même source que les autres roches de l'intrusion mafique et ils seraient donc tholéiitiques. La richesse en feldspath de ces quatre échantillons pourrait s'expliquer par le fractionnement du liquide initial lors de la cristallisation fractionnée ou par la contamination suivant l'assimilation d'enclaves leucocrates.



**Figure 4.15 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion mafique d'AFM d'Irvine et Baragar (1971).**

Le diagramme multiéléments (Fig. 4.16) montre des profils typiques de roches tholéïtiques similaires au basalte. Les profils sont relativement plats avec une différenciation dans la concentration des éléments s'expliquant par le fractionnement du magma. Certains échantillons ont des anomalies positives en Sr et Eu, il pourrait s'agir d'accumulation de plagioclases. Les éléments mobiles K, Cs, Rb sont fortement enrichis, ce qui pourrait être dû à l'effet du métamorphisme. La similarité des profils de la moyenne du basalte et de l'intrusion mafique suggère que ces deux unités pourraient être comagmatique.

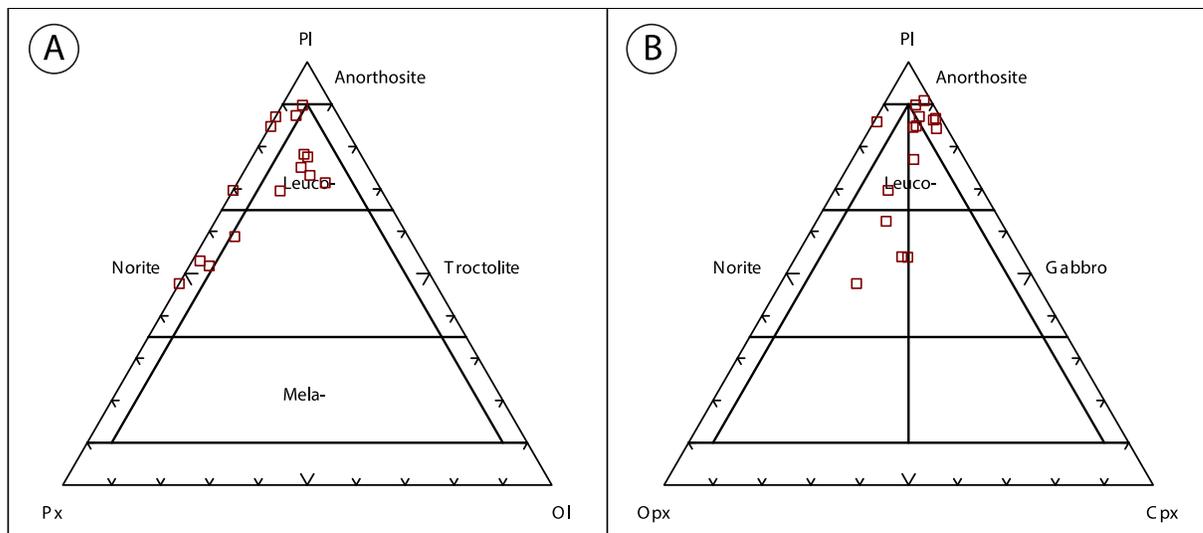


**Figure 4.16 : Diagramme multiéléments de l'intrusion mafique et de la moyenne des basaltes tholéïtiques. Normalisation selon McDonough et Sun (1995).**

**Tableau 4.7 : Composition en éléments traces des roches de l'intrusion mafique**

Échantillon	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15
Nom	DT-5505A	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
Co	16,58	12,30	9,58	27,84	12,01	29,37	45,92	98,89	47,17	43,66	44,72	24,32	37,44	48,59	71,63
Cr	99,22	223,00	182,76	180,13	218,91	117,34	137,69	2721,01	976,90	5810,04	56,76	32,04	1036,62	156,42	771,68
Cu	43,06	41,08	34,04	59,16	34,05	29,08	305,17	91,37	193,69	246,78	343,79	5,01	572,58	1988,81	2460,90
V	48,39	57,06	81,44	151,03	97,69	113,43	132,53	104,82	154,70	192,55	232,25	179,81	118,07	203,11	140,31
Ni	77,11	77,15	38,04	127,33	41,06	175,47	470,80	272,09	173,62	392,25	109,57	92,24	297,82	348,54	1275,65
Ba	16,27	14,26	12,58	16,56	11,14	165,21	28,82	2,21	16,73	23,53	49,79	22,40	26,75	28,78	22,32
Cs	1,00	3,48	1,07	1,94	0,62	0,51	2,63	0,35	10,08	1,63	0,41	3,88	0,94	0,47	5,38
Sr	190,40	173,44	189,79	176,00	194,72	148,56	206,47	33,98	89,76	179,66	99,77	215,75	197,70	119,87	107,67
Rb	2,22	2,86	1,80	2,44	0,96	1,40	4,89	0,48	148,37	9,06	4,15	6,52	2,12	2,48	10,09
Hf	0,35	0,27	0,59	0,56	0,36	0,33	0,72	0,44	0,81	0,43	1,23	1,47	0,47	0,78	0,35
Nb	0,42	0,34	1,01	1,32	0,78	0,67	2,07	0,64	1,34	0,68	2,22	2,17	0,54	1,65	0,79
Sc	7,71	10,33	11,94	16,83	17,17	20,03	23,46	21,47	35,58	20,57	44,54	16,99	26,33	43,18	29,77
Ta	0,02	0,02	0,06	0,07	0,04	0,05	0,08	0,04	0,08	0,05	0,14	0,14	0,03	0,10	0,04
U	0,05	0,02	0,06	0,05	0,04	0,06	0,18	0,04	0,18	0,02	0,14	0,09	0,04	0,23	0,09
Th	0,10	0,07	0,20	0,21	0,13	0,09	1,07	0,11	0,51	0,11	0,50	1,07	0,20	0,32	0,26
Y	2,69	2,46	5,54	5,17	5,28	5,90	20,02	5,76	9,20	5,53	15,89	8,22	5,45	13,26	6,29
Zr	10,71	6,88	20,13	19,66	12,35	11,78	29,62	15,59	29,60	12,61	43,81	51,99	14,03	29,20	13,95
La	1,67	0,80	1,72	1,71	1,50	1,21	6,12	0,95	2,47	1,68	3,70	2,00	2,11	3,37	2,48
Ce	5,11	1,89	4,54	4,47	3,62	3,21	21,18	2,48	6,37	4,06	9,81	4,85	3,87	8,82	5,47
Pr	0,28	0,27	0,50	0,60	0,48	0,43	3,00	0,33	0,84	0,55	1,37	0,61	0,46	1,26	0,69
Nd	1,44	1,11	2,44	2,66	2,10	2,29	15,63	1,60	4,08	2,70	6,76	2,71	2,15	5,92	2,79
Sm	0,72	0,28	0,68	0,72	0,65	0,77	4,68	0,49	1,17	0,80	1,77	1,17	0,70	1,64	0,76
Eu	0,29	0,29	0,38	0,41	0,39	0,43	1,10	0,13	0,39	0,37	0,73	0,57	0,35	0,64	0,33
Gd	0,46	0,49	0,98	0,81	0,96	0,92	4,91	0,78	1,38	0,86	2,44	1,30	0,85	2,19	0,81
Tb	0,06	0,06	0,12	0,15	0,14	0,15	0,73	0,13	0,25	0,15	0,39	0,19	0,13	0,37	0,13
Dy	0,50	0,44	0,89	0,95	0,95	1,08	4,57	1,06	1,77	0,97	2,86	1,51	1,00	2,47	1,17
Ho	0,12	0,10	0,19	0,20	0,19	0,23	0,90	0,24	0,33	0,21	0,62	0,32	0,21	0,48	0,25
Er	0,30	0,29	0,59	0,68	0,63	0,65	2,45	0,68	1,09	0,60	1,91	0,94	0,60	1,53	0,71
Tm	0,04	0,04	0,08	0,08	0,07	0,10	0,31	0,10	0,14	0,10	0,26	0,13	0,09	0,22	0,10
Yb	0,33	0,31	0,55	0,69	0,61	0,68	1,92	0,72	1,06	0,61	1,89	0,98	0,61	1,59	0,74
Lu	0,06	0,04	0,08	0,10	0,08	0,11	0,27	0,11	0,15	0,09	0,29	0,15	0,08	0,23	0,12

La figure 4.17 illustre les diagrammes de nomenclature des roches de l'intrusion mafique selon les pôles plagioclase, pyroxène, olivine et les pôles plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène. La majorité des échantillons sont composés de plagioclase et de pyroxène avec des proportions minéralogiques variant entre 50 et 90% de plagioclases (Fig. 4.17A). L'intrusion mafique contient plusieurs lithologies en passant du gabbronorite à olivine, gabbronorite jusqu'à l'anorthosite. Ces changements dans les proportions minéralogiques seraient le résultat du fractionnement des solides. Les échantillons qui contiennent de l'olivine représentent probablement les premières roches à cristalliser. La Figure 4.17B sert à comprendre que l'orthopyroxène et le clinopyroxène coexistent dans ces roches et que l'intrusion mafique comprend de la gabbronorite, du leucogabbro et de l'anorthosite.



**Figure 4.17 : Diagramme de classification des roches de l'intrusion mafique. Les proportions modales sont le résultat du calcul de la norme CIPW.**

Les diagrammes binaires (Fig. 4.18) sont exprimés selon les éléments majeurs ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) vs  $\text{MgO}$ .  $\text{MgO}$  a été choisi en abscisse, car il est un

indicateur de l'effet du fractionnement pour les roches mafiques. Les échantillons de l'intrusion mafique se retrouvent majoritairement dans un champ marqué par des pointillés. Ces champs représentent la composition possible des roches de l'intrusion mafique selon les trois phases qui définissent 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.

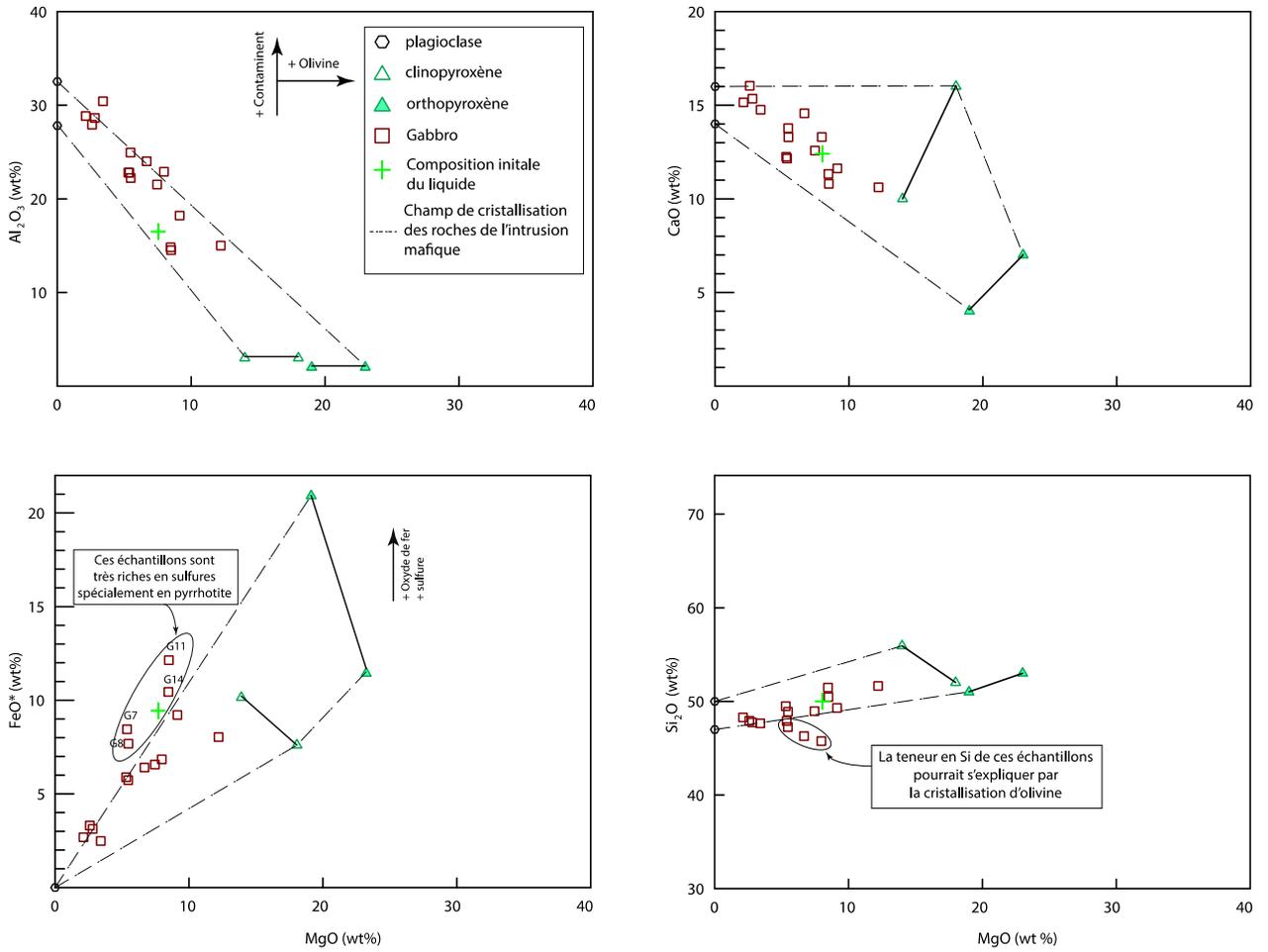
Le diagramme  $Al_2O_3$  vs  $MgO$  illustre trois points principaux : l'Al est compatible et immobile, ce qui est marqué par une bonne corrélation des données ( $r' = 0,86$ ), et la presque totalité des échantillons se retrouve dans le champ des intrusions mafiques. Les roches qui sortent du champ pourraient être affectées par l'accumulation d'olivine ou l'ajout de matériel felsique. Le CaO 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 immobile ( $r' = 0,83$ ). Les échantillons qui ne se retrouvent pas dans le champ de l'intrusion mafique sont affectés par une teneur importante en fer qui est due à une concentration élevée en sulfures et oxydes. Dans le diagramme  $SiO_2$  vs  $MgO$  les échantillons qui sortent du champ de l'intrusion mafique pourraient avoir accumulés de l'olivine. Les données du  $Na_2O$  et de  $K_2O$  ne montrent aucune corrélation, témoignant de la mobilité de ces éléments dues à l'altération.

La règle du levier est un exercice simple qui permet de déterminer la proportion minéralogique des phases en équilibre de la roche en fonction de la chimie et de l'évolution

du liquide. Il y a une bonne corrélation entre la chimie et la pétrographie des 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 satisfaisants.

Les diagrammes de classification et la pétrographie suggèrent que les roches qui composent l'intrusion mafique semblent être de la même source magmatique, ce qui implique que la différence chimique entre les échantillons s'expliquerait par le processus de la cristallisation fractionnée. Le basalte tholeiitique pourrait être le liquide primitif qui a subi un fractionnement progressif pour donner naissance à l'intrusion mafique par l'intermédiaire de cumulats. L'objectif de la section 4.2.4 est de modéliser l'intrusion mafique à partir du liquide basaltique primitif hautement magnésien grâce au programme MELTS.



**Figure 4.18 :** Diagramme binaire de variation en éléments majeurs des roches de l'intrusion mafique où MgO est en abscisse. L'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, le CaO, le Si<sub>2</sub>O et le FeO\* se comportent comme des éléments immobiles.

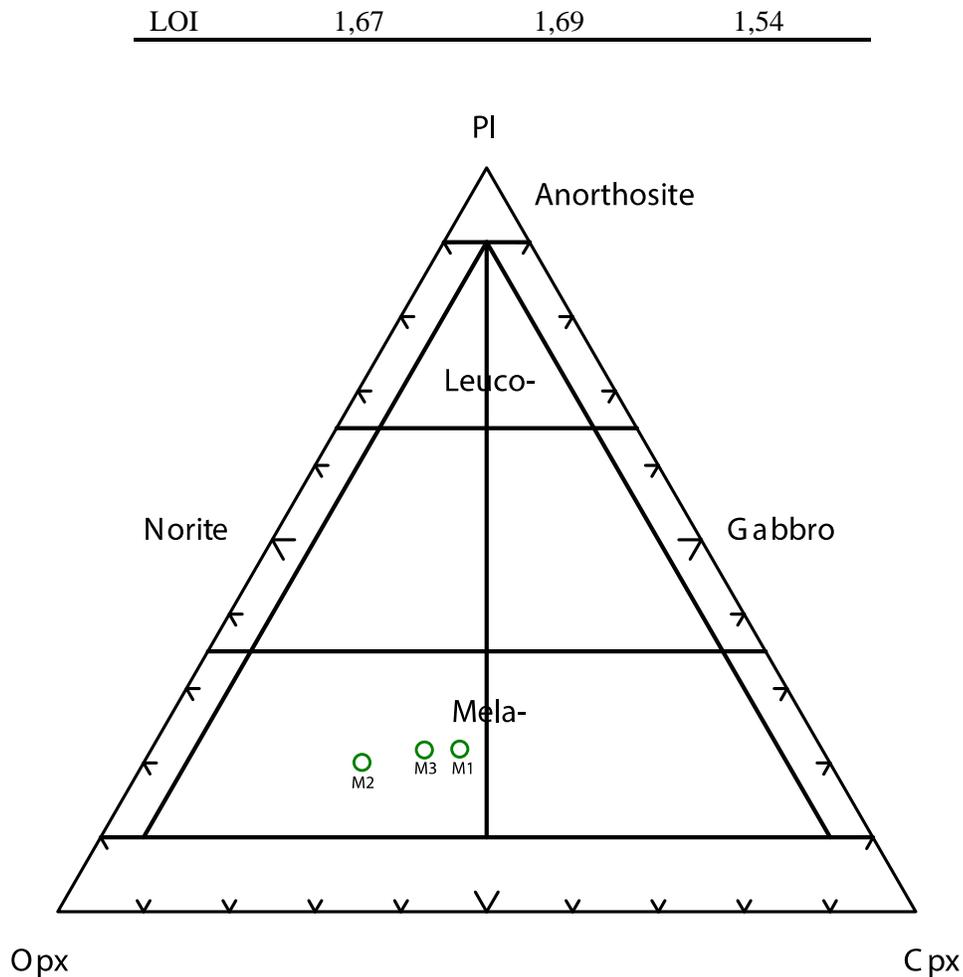
### 4.2.3 «Pyroxénite»

À cause de la densité du couvert végétal et du manque de temps de terrain, très peu d'échantillons de «pyroxénite» ont été collectés. La faible quantité de données disponibles compromet l'étude de cette unité. Il est alors difficile de comprendre le mode de mise en place de la pyroxénite et de faire un modèle de formation.

Les roches ont des compositions assez uniformes en éléments majeurs. Les composantes majeures sont le SiO<sub>2</sub> et le MgO à respectivement 51,47 < SiO<sub>2</sub> < 52,27 et 16,61 < MgO < 18,37 (Tableau 4.7). La composition en fer est faible, ce qui donne un Mg# moyen de 72,16. Le calcul de la norme CIPW indique que cette unité nommée «pyroxénite» serait finalement de composition mafique. Effectivement, ces roches auraient une concentration plus importante en plagioclase que ce qui est visible en lame mince. L'effet du métamorphisme aurait permis le remplacement du plagioclase en chlorite. Il s'agirait plutôt de mélagabbronorite (Fig. 4.19).

**Tableau 4.8 : composition en éléments majeurs (en % poids) de la «pyroxénite»**

Échantillon	M1	M2	M3
Nom	DT-5534	DT-5565	DT-5564
SiO <sub>2</sub>	51,97	52,27	51,47
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,46	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,72	6,22	6,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	2,08	2,06
FeO	9,17	10,41	10,32
MnO	0,24	0,23	0,22
MgO	16,61	18,37	16,99
CaO	11,77	9,08	10,69
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,54	0,67
K <sub>2</sub> O	0,44	0,22	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	<LoD	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,07	0,03
Mg#	73,26	72,75	71,35

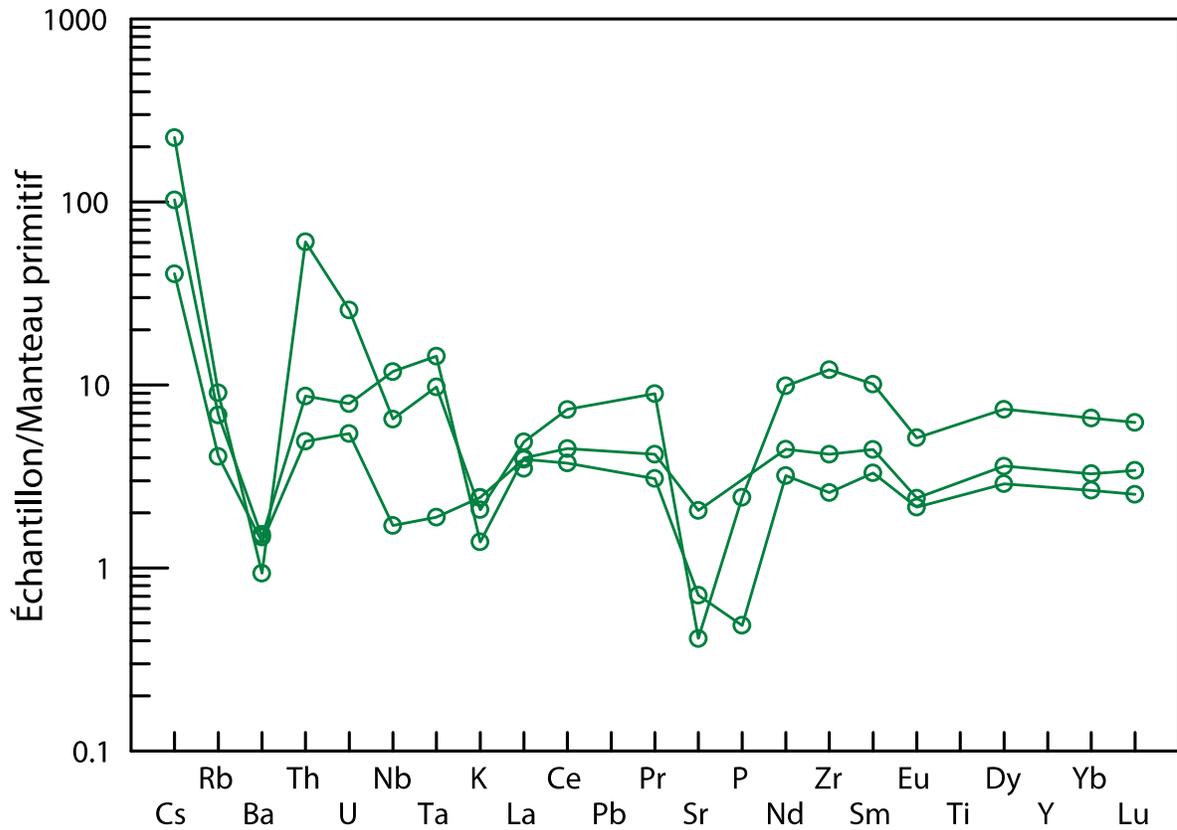


**Figure 4.19 : Diagramme ternaire de classification des «pyroxénites» selon les proportions modales du calcul de la norme CIPW. Les roches se classifient dans le champ des mélagabbronrites.**

À la lumière de ces nouvelles observations, cette unité portera l'appellation de mélagabbronorite. La figure 4.20 illustre le diagramme multiélément normalisé au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995). L'interprétation est difficile à cause de la mobilité de plusieurs éléments. Néanmoins, les profils semblent indiquer des roches d'affinité tholéiitique. À noter que l'échantillon M2 semble montrer de la contamination marquée par une forte anomalie positive en Th (Tableau 4.9).

**Tableau 4.9 : Composition en élément trace de la mélagabbronorite**

Échantillon	M1	M2	M3
Nom	DT-5534	DT-5565	DT-5564
Co	64,02	54,44	106,29
Cr	492,24	578,43	250,37
Cu	28,11	7,03	236,09
V	232,37	206,52	174,63
Ni	209,81	267,21	545,51
Ba	9,14	6,16	9,72
Cs	0,85	4,71	2,15
Sr	14,10	8,17	40,92
Rb	2,44	5,42	4,10
Hf	0,82	3,24	1,29
Nb	1,12	4,27	7,77
Sc	62,90	31,48	37,40
Ta	0,07	0,36	0,53
U	0,11	0,52	0,16
Th	0,39	4,80	0,69
Y	10,73	27,44	13,26
Zr	27,06	126,90	43,82
La	2,54	3,16	2,58
Ce	6,25	12,28	7,51
Pr	0,78	2,27	1,06
Nd	3,99	12,32	5,56
Sm	1,34	4,09	1,80
Eu	0,33	0,79	0,37
Gd	1,54	4,25	2,12
Tb	0,28	0,71	0,36
Dy	1,94	4,95	2,42
Ho	0,38	1,01	0,53
Er	1,29	3,15	1,47
Tm	0,19	0,44	0,22
Yb	1,17	2,90	1,44
Lu	0,17	0,42	0,23



**Figure 4.20 : Diagramme multiéléments de l'unité de mélagabbrorite. Normalisation selon McDonough et Sun (1995).**

En considérant que la mélagabbrorite est située à la base de l'intrusion mafique, il est possible que les deux unités entretiennent un lien génétique. Ils pourraient provenir de la même chambre magmatique, ce qui impliquerait que la différence lithologique et géochimique s'expliquerait par la cristallisation fractionnée. Une autre possibilité est la probabilité que les deux unités proviennent de deux magmas différents.

#### 4.2.4 Modèle de formation de l'intrusion mafique

Aucune relation de terrain suggérant une mise en place synvolcanique de l'intrusion mafique et du basalte tholéiitique n'a été observée. Cependant, les signatures géochimiques indiquent des similarités (Fig. 4.16) entre le basalte tholéiitique et l'intrusion mafique. Les deux unités pourraient être comagmatique. Dans l'objectif de vérifier cette hypothèse, l'échantillon SG-3508 (B1) représentant un des basaltes les plus primitifs hautement riches en Mg dont toutes les données (éléments majeurs, traces, EGP, S) sont à disposition sera utilisé comme liquide initial pour simuler la mise en place d'une intrusion grâce au programme MELTS.

##### 4.2.4.1 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 entre 500 et 2000 °C et une pression variant de 0 à 2 GPa. Même les scénarios générant des processus magmatiques évolués/complexes peuvent être simulés avec MELTS, selon 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 (entropie 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 constante de phases expérimentales 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. 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 (Gualda et al., 2012). Le programme MELTS est basé sur les travaux de Ghiorso et al (2002) 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'intrusion mafique, est identique à MELTS en termes de calibration sauf que l'enthalpie utilisée pour la formation du quartz et de l'orthoclase 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 et al., (2012).

#### 4.2.4.2 Interface de Rhyolite-MELTS et fichiers de sortie

L'interface du programme Rhyolite-MELTS est représentée à la figure 4.21, 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'enthalpie, l'entropie, 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 fixée à QFM, la température commence à la valeur du liquidus ( $\approx 1159^\circ\text{C}$ ) et se finit à  $750^\circ\text{C}$  avec un incrément de  $20^\circ\text{C}$ , la pression est constamment maintenue à 1 kbar, la composition en  $\text{H}_2\text{O}$  est de 1,4 correspondant à la valeur de LOI de B1 (SG-3508), et finalement pour simplifier la modélisation les valeurs de l'enthalpie, l'entropie et du volume, ne sont pas spécifiées. L'onglet commande sert notamment à trouver le liquidus selon la composition initiale du liquide et sert aussi à exécuter le programme.

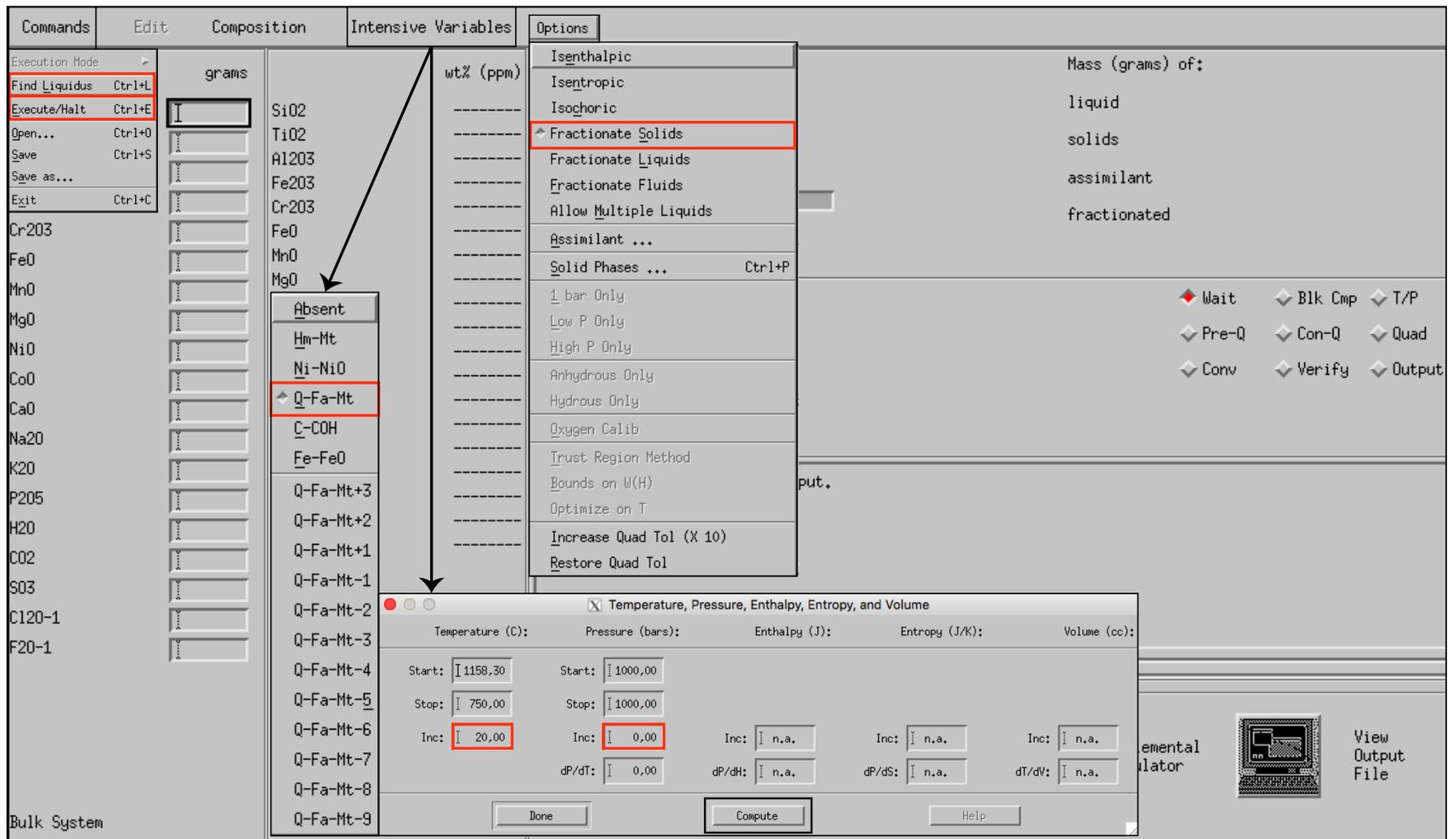


Figure 4.21 : Interface du programme Rhyolite-MELTS v1.2. Les encadrés rouges représentent les critères choisis pour simuler le modèle.

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 4.10. Ce fichier montre l'évolution du système à différentes étapes de cristallisation à partir 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% SiO<sub>2</sub>, wt% TiO<sub>2</sub>, wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, wt% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, wt% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, wt% FeO, wt% MnO, wt% MgO, wt% NiO, wt% CoO, wt% CaO, wt% Na<sub>2</sub>O, wt% K<sub>2</sub>O, wt% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, wt% H<sub>2</sub>O - 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 4.10 : fragment représentatif du fichier de sortie 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 $\text{Na}_{0,01}\text{Ca}_{0,81}\text{Fe}^{2+}_{0,18}\text{Mg}_{0,85}\text{Fe}^{3+}_{0,05}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,22}\text{Si}_{1,85}\text{O}_6$						
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)						
$\text{K}_{0,00}\text{Na}_{0,14}\text{Ca}_{0,86}\text{Al}_{1,86}\text{Si}_{2,14}\text{O}_8$						
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)						
$\text{Fe}^{2+}_{0,40}\text{Mg}_{0,63}\text{Fe}^{3+}_{0,38}\text{Al}_{1,09}\text{Cr}_{0,45}\text{Ti}_{0,04}\text{O}_4$						

Le tableau 4.10 est 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 indique 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. Ces critères sont spécifiés de façon plus organisée dans un fichier comprenant les phases minérales individuelles à chaque incrément de 20°C. L'exemple du feldspath est visible au tableau 4.11 et l'annexe D permet de voir les fichiers complets de toutes les phases minérales générées par le modèle.

**Tableau 4.11: fichier de sortie du feldspath. Variation de la composition chimique et de la quantité de feldspath cristallisé en fonction de la température.**

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

#### 4.2.4.3 Formation et évolution d'une intrusion mafique selon Rhyolite-MELTS

Le tableau 4.10 est 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 pourcentage 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 correspondant à une troctolite. À partir de 1126 °C, le liquide continue à cristalliser les mêmes phases plus l'ajout du clinopyroxène riche en calcium. L'apparition de ce nouveau minéral dans le système implique un changement de nomenclature du cumulat formé qui devient une gabbronorite à olivine.

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 (gabbronorite à leucogabbro). À 866°C le liquide basaltique qui est maintenant fractionné et évolué permet à nouveau la cristallisation d'olivine riche en fer. Ceci, jumelé à la diminution de la proportion de feldspath généré implique que le cumulat formé sera en conséquence une gabbronorite. Finalement, les derniers cumulats à se former contiendraient du quartz.

La figure 4.22 synthétise l'information contenue dans le tableau 4.12. 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 gabbronorite à olivine. Au milieu de l'intrusion, les phases en équilibre sont essentiellement le feldspath, l'orthopyroxène et clinopyroxène, ce qui implique que cette partie de l'intrusion est composée de gabbronorite et de norite. Finalement, le sommet de l'intrusion serait constitué de gabbronorite à olivine, car l'olivine est de nouveau en équilibre dans le système et la proportion de feldspath générée est relativement faible par rapport au milieu de l'intrusion.

Les informations produites par MELTS nous ont permis de générer une intrusion complète à partir d'un liquide basaltique connu. Grâce à ces renseignements, il est maintenant possible de faire une comparaison entre l'intrusion mafique et le modèle de formation. La probable correspondance entre les deux serait indicative de la nature du magma à l'origine de l'intrusion mafique.

**Tableau 4.12 : 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

---

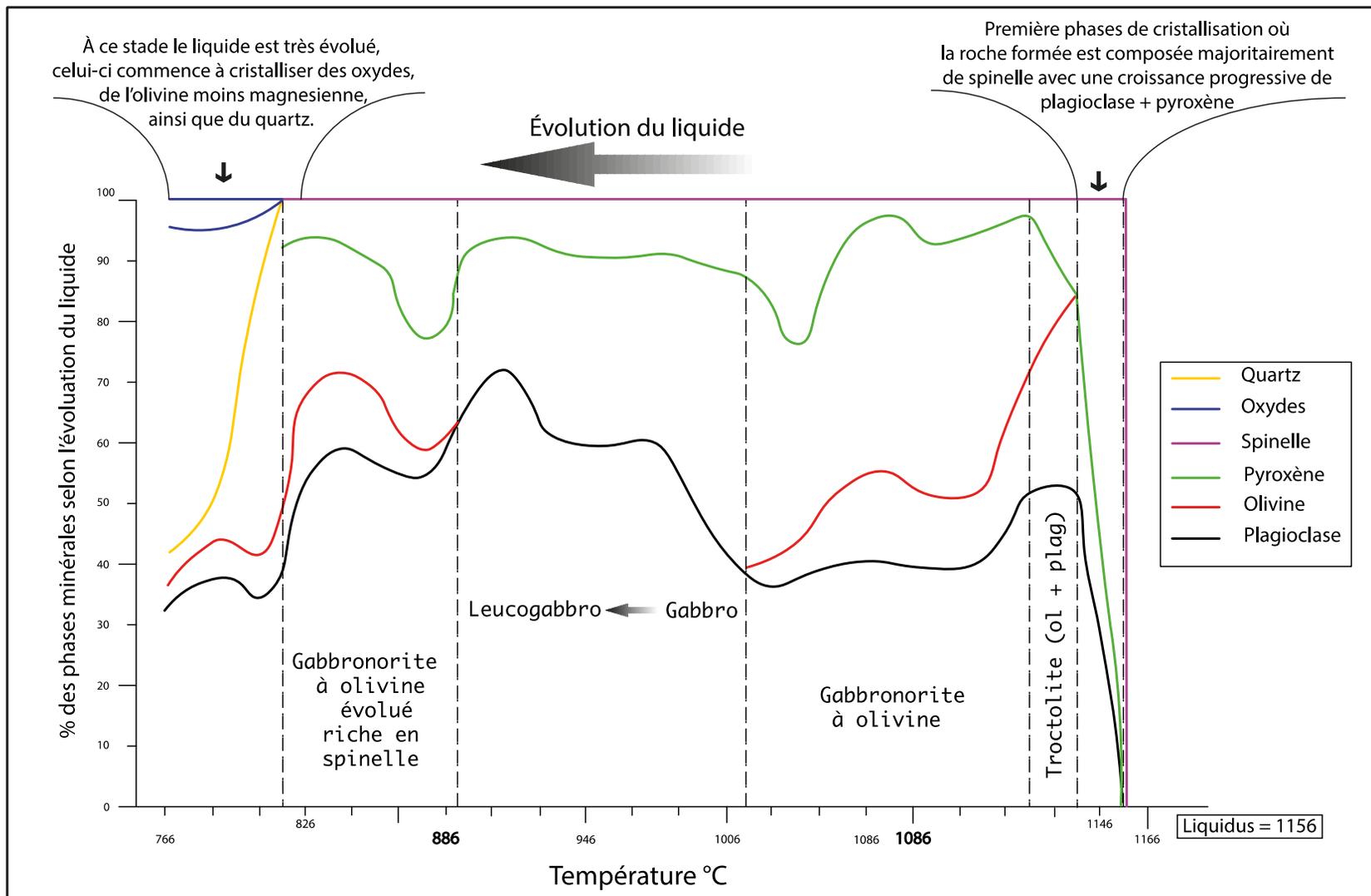


Figure 4.22 : Modèle de formation de l'intrusion mafique selon MELTS

Pour ce faire, il faut d'abord établir un intervalle de comparaison puisque des échantillons collectés de l'intrusion mafique, la roche la plus fractionnée (G7) a un Mg# de 52 (Tableau 4.6). Selon la modélisation, à cette étape 80% de solide a été formée et il reste 20% de liquide quand la température est à 886°C. Ce liquide évolué forme des roches fractionnées qui sont cependant absentes de la zone d'étude. Cette information suggère que l'intrusion mafique s'est formée grâce à la cristallisation de 80% de phases solides et le liquide piégé se serait mis en place à un autre niveau stratigraphique.

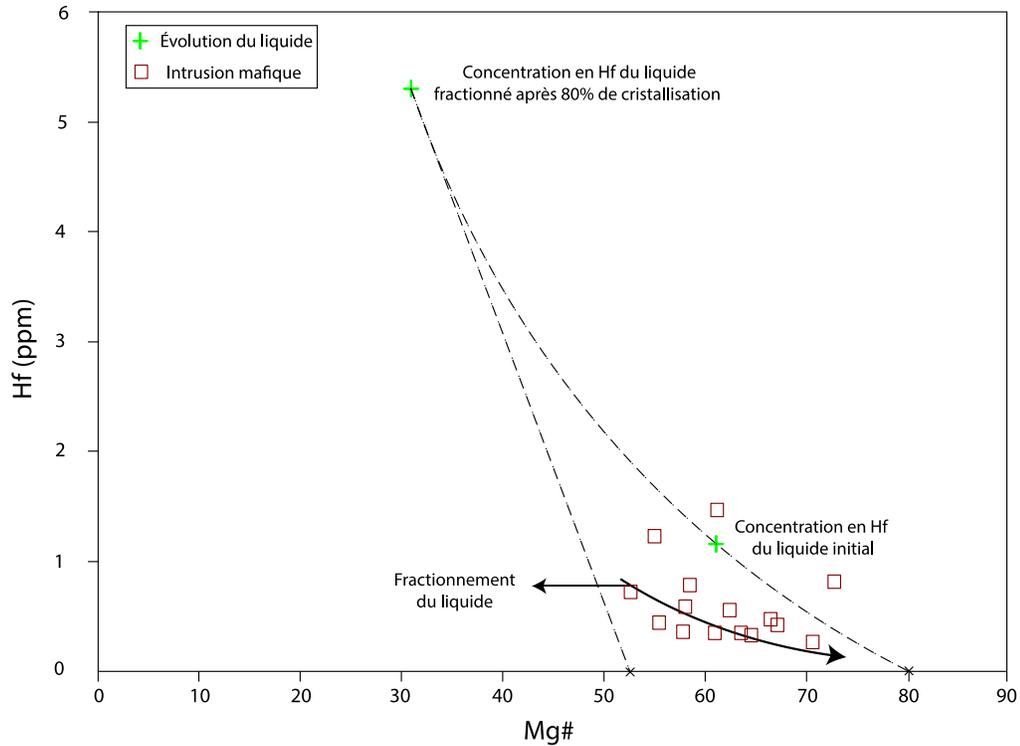
Aussi, toujours selon la modélisation les premières roches à cristalliser seraient des troctolites dont des Mg# sont compris entre 80 et 76. Néanmoins, la roche la plus primitive de l'intrusion a un Mg# de 72 correspondant aux roches qui cristallisent à 1066 °C. Donc, si le modèle s'avère exact les roches retrouvées dans l'intrusion mafique devraient avoir approximativement les mêmes compositions et les mêmes proportions minéralogiques que les roches du modèle formées entre 1066 °C et 886 °C (Tableau 4.13).

**Tableau 4.13 : Composition en élément majeur des roches provenant du modèle de MELTS suivant l'évolution de la température**

T(°C)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total	Mg#
1146	43,58	21,81	6,81	0,00	15,35	0,20	11,35	0,88	0,07	0,00	1,80	101,86	80,13
1126	46,04	19,71	5,62	0,46	12,24	0,13	15,04	0,82	0,06	0,13	0,28	100,55	79,58
1106	47,17	16,76	5,83	0,82	11,77	0,10	16,62	0,74	0,06	0,28	0,66	100,81	78,33
1086	46,90	16,73	6,51	0,88	11,41	0,12	16,30	0,79	0,06	0,36	0,81	100,86	75,83
1066	46,65	16,29	7,87	0,92	11,62	0,18	15,79	0,83	0,06	0,62	0,10	100,94	72,55
1046	46,47	16,84	8,16	1,01	10,38	0,17	15,96	0,92	0,07	0,54	0,07	100,59	69,49
1026	46,57	17,59	9,22	0,99	7,17	0,83	16,13	1,05	0,08	0,49	0,07	100,19	58,21
1006	49,88	17,29	8,18	0,80	10,21	0,00	12,60	1,20	0,09	0,49	0,00	100,75	69,07
986	50,25	20,17	6,89	0,61	7,63	0,00	12,88	1,76	0,14	0,31	0,00	100,64	66,47
966	50,59	22,54	5,77	0,45	5,45	0,00	12,81	2,37	0,20	0,19	0,00	100,38	62,85
946	51,22	21,32	6,64	0,49	5,68	0,00	12,13	2,59	0,23	0,18	0,00	100,47	60,47
926	51,93	21,49	6,45	0,55	4,94	0,00	11,74	3,02	0,28	0,14	0,00	100,55	57,83
906	52,89	23,71	4,55	0,35	3,14	0,00	11,51	3,81	0,38	0,09	0,00	100,43	55,31
886	53,29	21,56	5,99	0,44	3,77	0,00	11,05	3,84	0,40	0,10	0,00	100,44	52,92

866	51,59	19,11	10,51	0,35	4,09	0,88	9,72	3,77	0,41	0,09	0,00	100,52	41,05
846	51,21	20,16	10,53	0,21	2,74	1,50	9,17	4,71	0,51	0,07	0,00	100,81	31,76
826	50,60	11,61	12,46	1,07	5,87	0,77	14,67	2,52	0,29	0,40	0,00	100,26	45,76
806	69,69	10,51	4,29	2,19	2,41	0,69	4,46	2,68	0,04	0,08	0,00	97,05	50,18
786	73,87	8,54	3,00	2,27	2,16	0,58	3,62	2,40	0,06	0,10	0,09	96,68	56,28

Dans l'objectif de vérifier cette supposition, le diagramme Hf vs Mg# (Fig. 5.23) mettant en relation le Hf (un élément incompatible) et le Mg# selon l'évolution du liquide permet de ressortir le champ (en pointillé) dans lequel les roches provenant de ce liquide devraient se retrouver. Étant donné que le Hf est un élément incompatible, alors la concentration de celle-ci dans le liquide après 80% de cristallisation est de 4 fois sa valeur initiale. Connaissant le Mg# des premières et dernières roches à cristalliser ainsi que la concentration en Hf du liquide initial et final, il est possible de définir le champ de formation des roches résultantes. Ainsi, la presque totalité des roches de l'intrusion mafique se retrouve dans ce champ, ce qui indiquerait donc que ces roches pourraient être comagmatique au basalte tholeiitique riche en Mg selon les conditions qui ont été définies.



**Figure 4.23: Hf vs Mg# suivant l'évolution du liquide basaltique initial hautement magnésien.**

La figure 4.24 est une représentation détaillée de la carte géologique de la portion SO de CC 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 mélagabbronorite, l'intrusion mafique et l'unité de basalte tholeiitique. L'objectif de cette vue en coupe est d'illustrer l'emplacement des différents échantillons collectés de l'intrusion mafique afin de disposer d'un moyen de comparaison entre la stratigraphie de cette unité 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. L'étude

géochimique a permis de faire la classification 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 4.25 et sur la figure 4.26A. Le parcours (flèche bleue) qui est justement observé à la figure 4.26A retrace la mise en place de l'intrusion de la base vers le sommet en utilisant la position connue des échantillons sur le terrain. Selon la section A-B la base de l'intrusion mafique est composée de gabbro à olivine. Le milieu de l'intrusion est majoritairement composé de gabbronorite et de leucogabbro. Finalement le sommet de l'intrusion est composé de gabbronorite.

Cette classification est très similaire au modèle de MELTS entre 1066 °C et 886°C. La figure 4.25 est une comparaison entre la pétrographie de l'intrusion mafique et le modèle. Au vu de ce schéma, le modèle est stratigraphiquement en accord avec les informations de terrain (positionnement des échantillons) et la pétrographie de l'intrusion mafique. La figure 4.26B 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 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 MELTS étant moins riche en Al que les roches observées véritablement dans l'intrusion mafique. Basé sur ces observations, il est possible de suggérer que l'intrusion mafique est comagmatique au basalte tholeiitique riche en Mg, qu'il est synvolcanique et qu'un processus de cristallisation fractionné expliquerait la différenciation magmatique au sein de l'unité.

Sachant que le basalte est relativement primitif et que l'intrusion mafique 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 de générer un dépôt économique sont couvertes. Le prochain chapitre porte sur l'évaluation du potentiel économique.

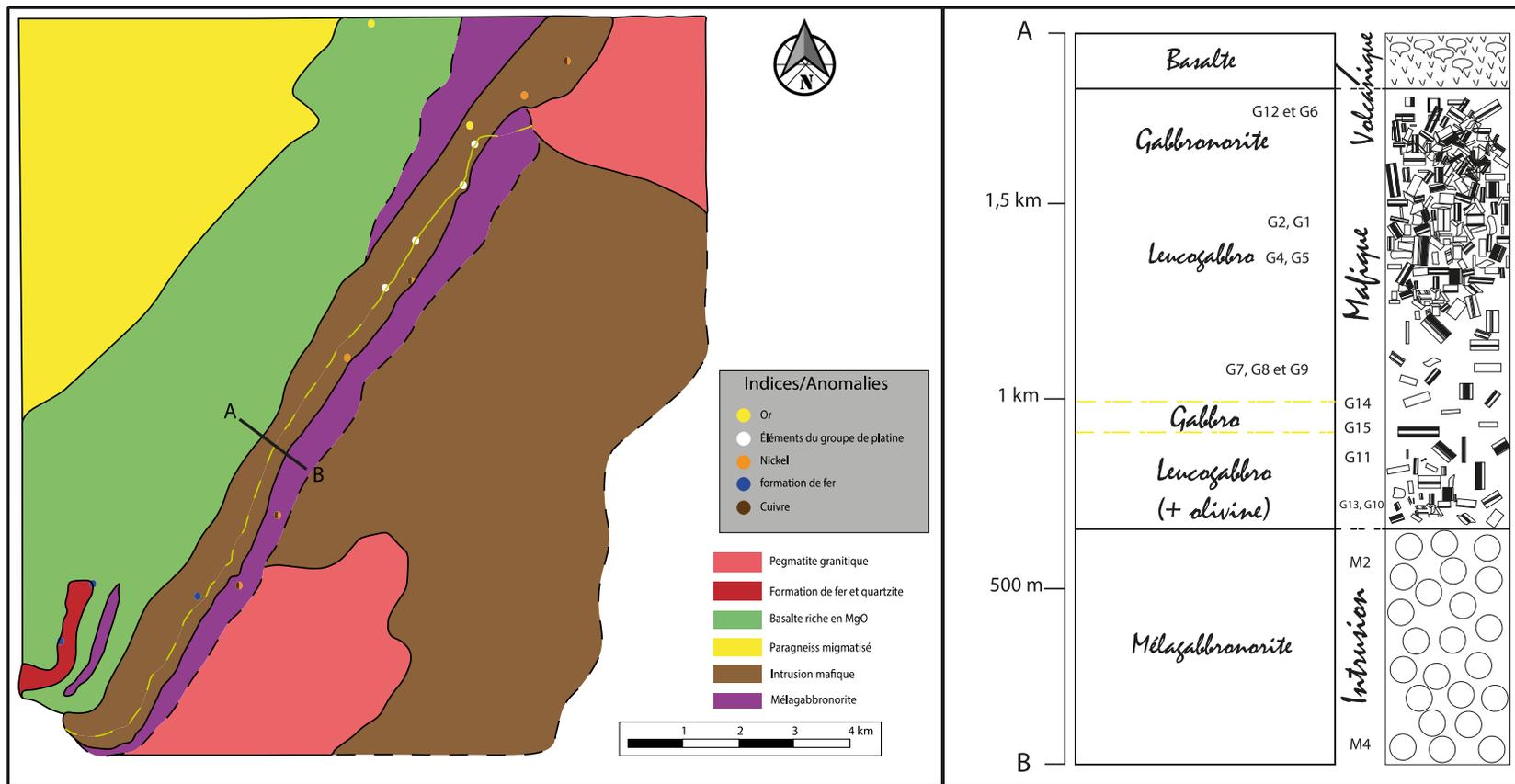


Figure 4.24 : Carte géologique détaillée de la portion SO de la ceinture de CC et vue en coupe de la section A-B.

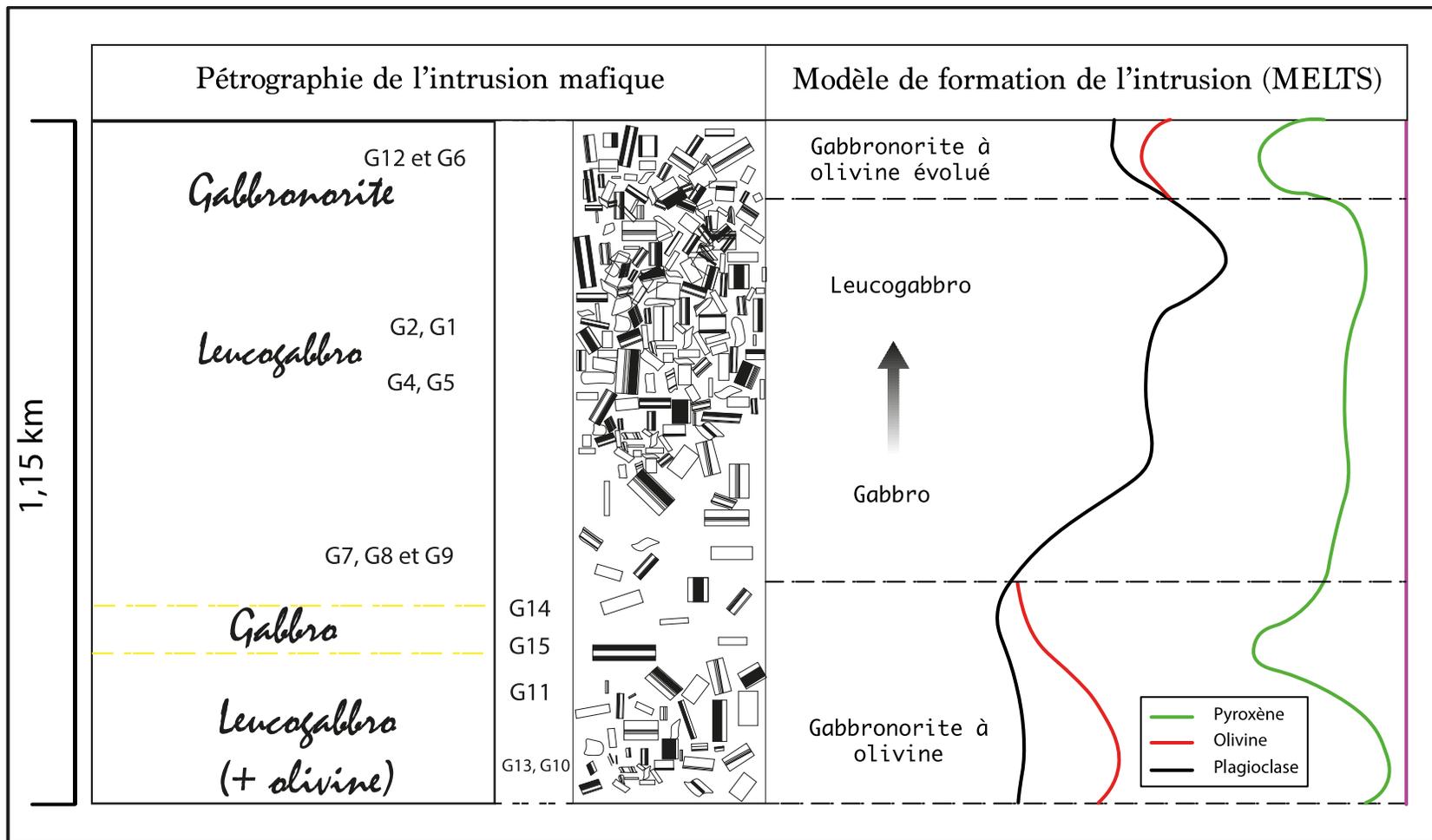


Figure 4.25 : Comparaison entre la pétrographie de l'intrusion mafique et le modèle de mise en place généré par MELTS.

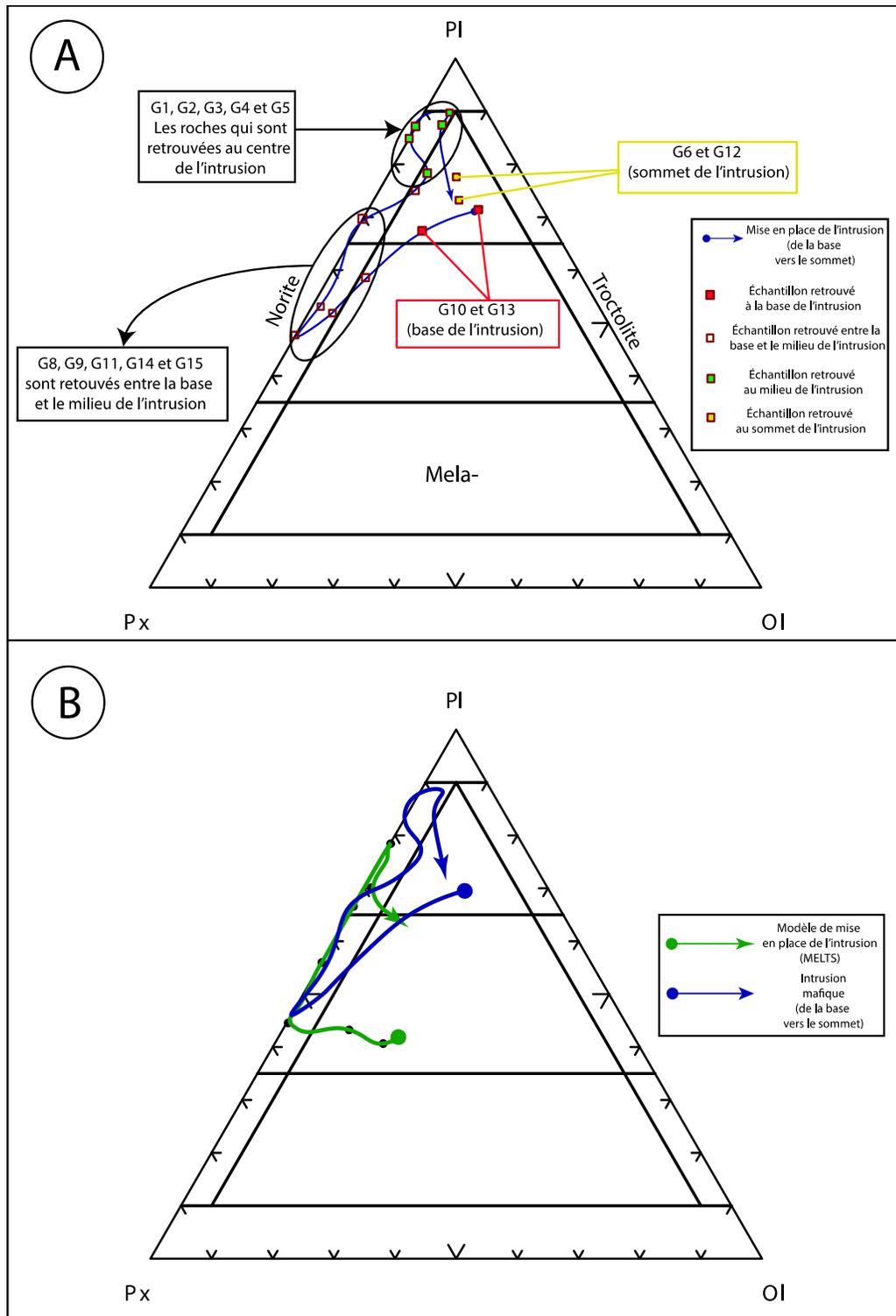


Figure 4.26 : Modèle de mise en place de l'intrusion mafique basé sur les diagrammes ternaires (PI-Px-OI). Comparaison entre le modèle de mise en place (MELTS) et le modèle stratigraphique (pétrologie + géochimie).

#### 4.2.5 Modèle de mise en place de l'intrusion mafique et de la mélagabbronorite

Le modèle généré grâce à MELTS a permis de déterminer la nature de l'intrusion mafique. Cependant, la mélagabbronorite qui est à la base de l'intrusion ne semble pas avoir cristallisé du même magma basaltique. La composition minéralogique des premières phases à cristalliser est différente de la mélagabbronorite. Le modèle généré par MELTS sur la base du liquide basaltique B1 ainsi que les observations pétrologiques suggèreraient donc que la mélagabbronorite s'est formée avant l'intrusion mafique. Il pourrait provenir de la même chambre magmatique selon une mise en place spatiotemporelle différente.

Suivant ce raisonnement, il y a d'abord eu la mise en place de la mélagabbronorite suite à une première injection d'un magma mafique dans la croûte continentale et il s'en est suivi une deuxième injection d'un magma mafique primitif qui a donné naissance à l'intrusion mafique telle que connue à ce jour (Fig. 4.27). Le modèle final (Fig. 4.28) a pour objectif de relier toute la géologie du SO de CC et d'expliquer la mise en place des couches stratigraphiques de cette région. La première étape est la formation des intrusions felsiques (la pegmatite granitique) qui sont les plus vieilles roches du secteur. Par la suite, il s'est formé les intrusions mafiques ainsi que les basaltes. Une couche de sédiment s'est déposée au sommet pour recouvrir le tout. L'ensemble a probablement été enfoui et métamorphisé (faciès amphibolite, paragneiss migmatisé). Ces roches ont subi la phase de déformation D2 qui s'est faite à l'échelle régionale et qui a produit une schistosité à fort pendage d'orientation NE-SO. Enfin, l'érosion aurait permis d'exposer les roches comme ils sont présentés sur la carte géologique actuelle (Fig. 4.24).

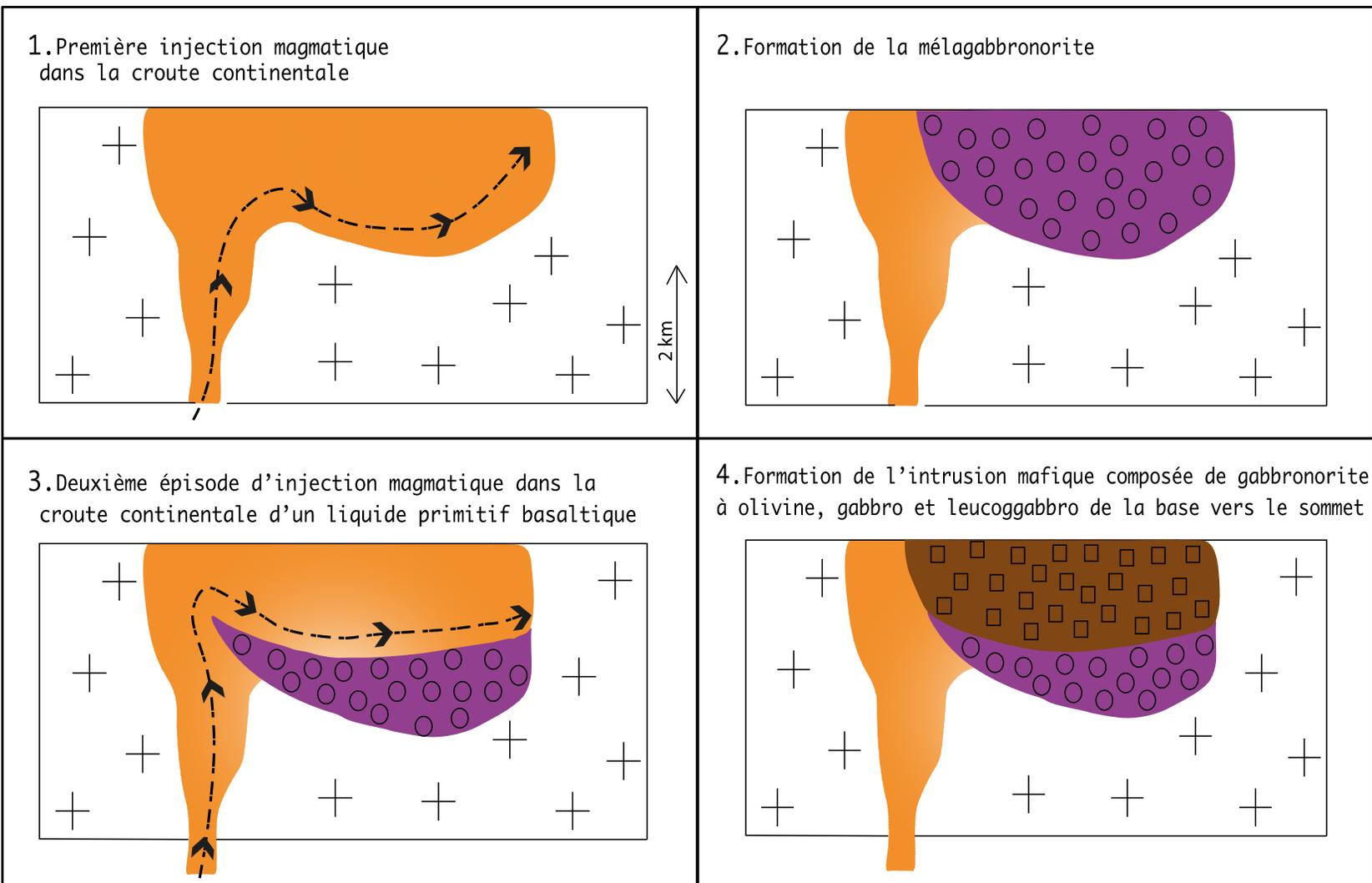
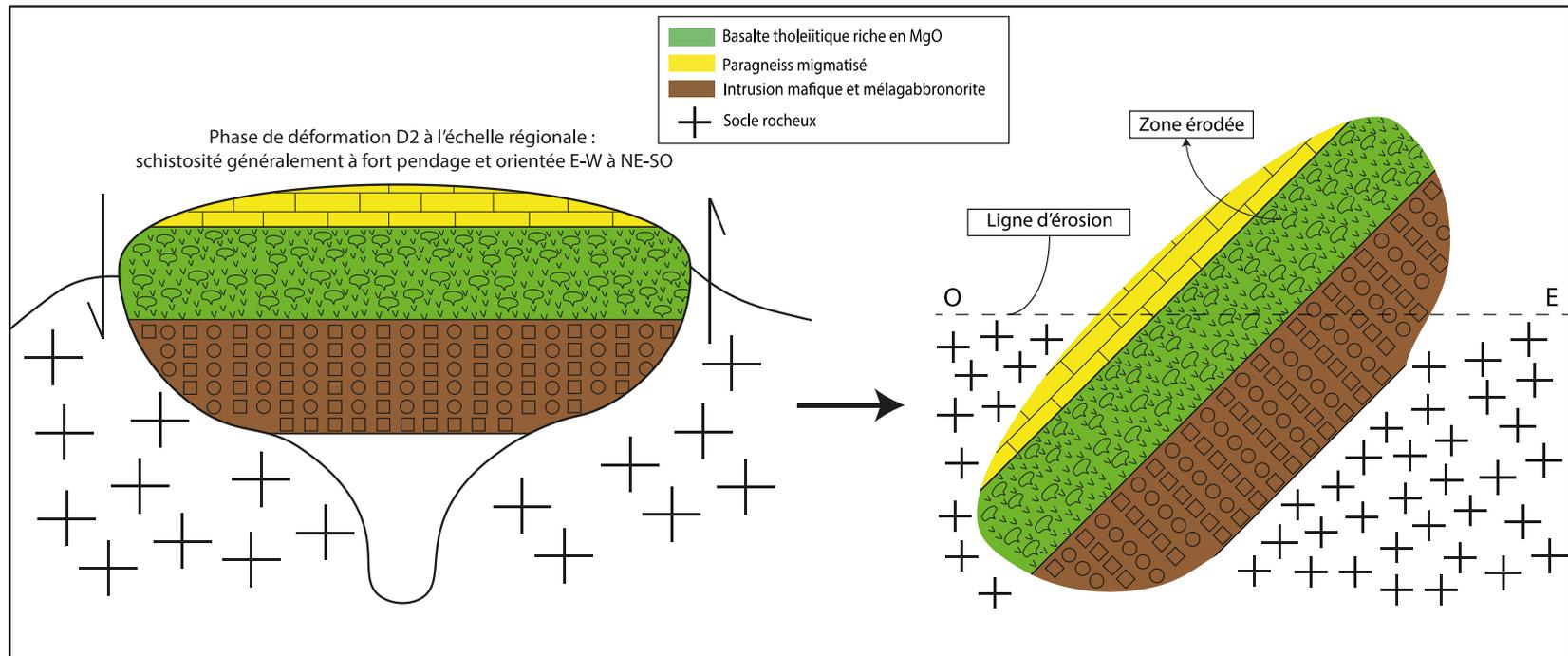


Figure 4.27 : Modèle de formation des roches mafiques de la portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié.



**Figure 4.28 : Modèle de mise en place de la géologie locale du SO de CC avant et post déformation.**

## **CHAPITRE 5**

### **POTENTIEL ECONOMIQUE**

Les observations de terrain ainsi que les études pétrographiques et géochimiques ont permis de classer et comprendre la mise en place des unités lithologiques de la ceinture de CC. Les roches intrusives mafiques à intermédiaires du NE ont une affinité tholéiitique et elles pourraient avoir un certain potentiel en V, tandis que les roches ultramafiques sont des komatiites qui peuvent être associés à des dépôts de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-Cr-Co-EGP. Dans l'objectif de caractériser le potentiel économique des komatiites de CC, il faut définir les éléments clés nécessaires à la mise en place d'un dépôt de sulfures magmatiques.

#### **5.1 Conditions de formation d'un dépôt de Ni-Cu-EGP**

La première étape contrôlant la mise en place d'un dépôt de sulfure magmatique est la composition du magma des roches mafiques/ultramafiques. En sachant que ces roches proviennent d'une source mantellique primitive (Naldrett, 2011), le point déterminant est la fusion partielle. La figure 5.1 réalisée grâce à pMELTS de Ghiorso et al. (2012) est une modélisation de la concentration des métaux en fonction du pourcentage de fusion partielle. S est présent en faible teneur (125-250 ppm) dans le manteau (McDonough and Sun, 1995) et est incompatible durant la fusion, donc tout le S du manteau est dissous à un taux de fusion partielle moyen (Naldrett et al., 1986).

Lors des premiers incréments de fusion partielle, les teneurs en Cu, Pt et Pd sont élevées et elles augmentent exponentiellement (Fig. 5.1A) avant d'atteindre un plateau (13,5% de fusion) quand tous les sulfures du manteau ont été dissous (Fig. 5.1B). Dans ce cas, le Cu, le Pt et le Pd qui sont des éléments chalcophiles incompatibles n'ont plus rien pour les retenir à la source et ils atteignent alors leur concentration maximale à 13,5% de fusion avant de commencer à être dilués. Par contre, la concentration en Ni continue à progresser même après la fonte des sulfures du manteau. Parce que le Ni partitionne aussi fortement dans les olivines et non exclusivement dans les sulfures, un taux de fusion partielle élevé permet d'augmenter la concentration de Ni dans le produit de fusion.

Dans la continuité de la figure 5.1, la figure 5.2 confirme les observations sur les teneurs en métaux en fonction de la fusion partielle. En effet, le diagramme binaire (Barnes et Lightfoot, 2005) illustre la concentration de certains métaux d'intérêt (Ni, Cu, Pd, Ir) en fonction du taux de fusion partielle. Les remarques sont les mêmes; les pourcentages de Ni et Ir augmentent au fur et à mesure que la fusion se poursuit (fonte des olivines), les pourcentages de Cu et de Pd augmentent jusqu'à 18% de fusion avant de diminuer progressivement (quand il ne reste plus de sulfures dans la source). Suivant ce raisonnement, on peut supposer que les principaux métaux d'intérêts dans les komatiitiques sont le Ni et les IPGE, le Cu et les PPGE se retrouveraient en sous-produit.

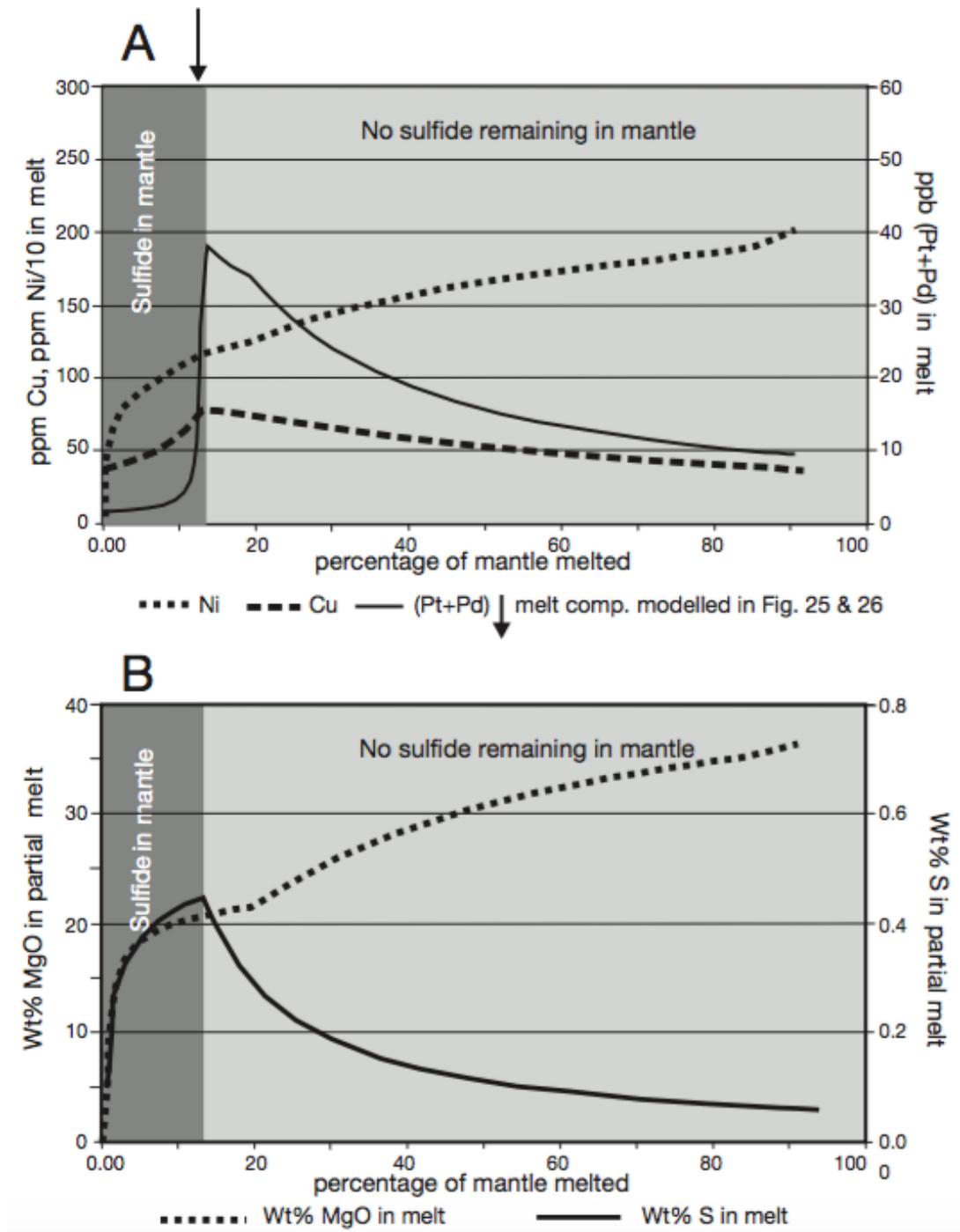


Figure 5.1 : A. Variation de la proportion de Ni, Cu, (Pt + Pd) en fonction du pourcentage de fusion partiel dans le manteau. La modélisation a été réalisée grâce au programme pMELTS (Ghiorso et al., 2002) avec la composition mantellique formulé par le modèle de Hart et Zindler (1986). B. Variation du contenu en soufre et en MgO en fonction du taux de fusion partielle. Modifié de Naldrett (2011).

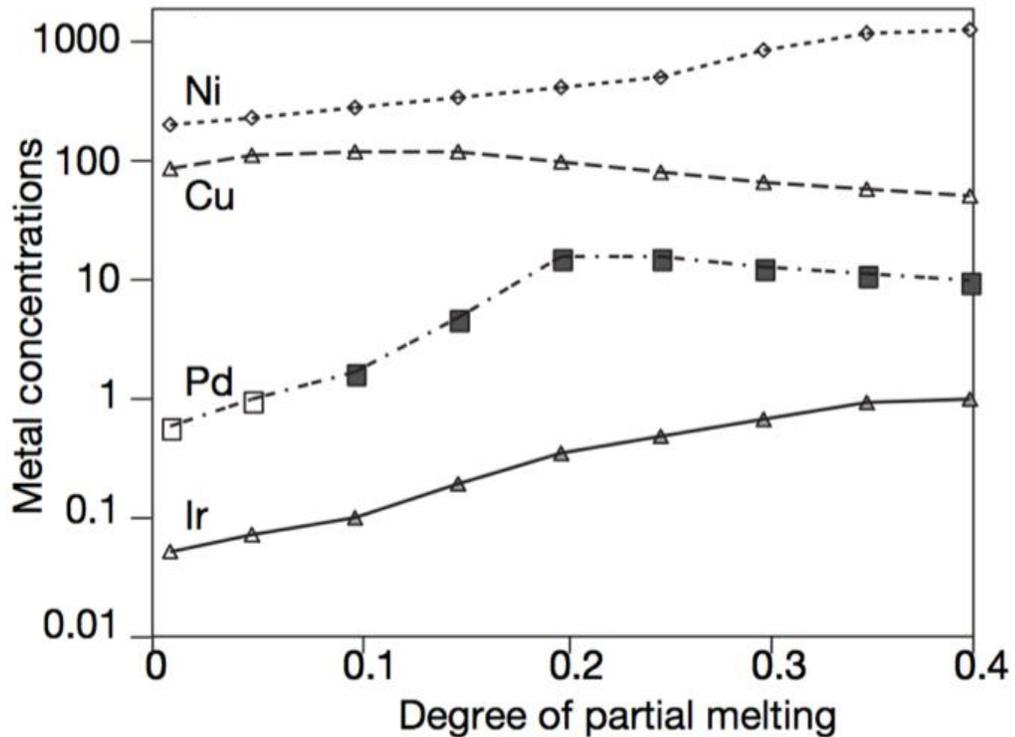


Figure 5.2 : Concentration des métaux dans le liquide en fonction du pourcentage de fusion partielle. La courbe de Ni montre que la concentration de Ni dans le magma augmente quand la fusion partielle augmente. Le Cu et le Pd montrent le même comportement, leur concentration augmente jusqu'à un certain point avant de redescendre. L'Ir augmente progressivement de la même manière que le Ni. Tiré de Barnes et Lightfoot (2005).

La composition des magmas mafiques et ultramafiques exerce donc une influence déterminante dans la formation de dépôts de sulfures magmatiques riches en Ni-Cu-EGP. En s'étant formé par l'intermédiaire d'un taux de fusion partielle élevé, les magmas komatiitiques ont des teneurs en Ni, Co et IPGE élevés comparé aux teneurs en Cu, Au et PPGE des basaltes komatiitiques et des basaltes riches en MgO (Barnes et Naldrett, 1986). Parce que ces métaux ont un coefficient de partage élevé dans les sulfures, les gisements de komatiites ont aussi des teneurs plus élevées en Ni, Co et IPGE et des teneurs plus faibles en Cu, Au et PPGE comparées aux gisements associés aux roches moins magnésiennes (Naldrett, 2004).

En sachant que S est présent en très faible quantité dans le manteau et que l'abondance de S dans le produit de fusion diminue progressivement suivant la fusion partielle du manteau, alors un magma komatiitique arrivant à la surface devrait avoir très peu de S, équivalent à 500 ppm, ce qui est très en dessous de la valeur de 1600 ppm de S nécessaire pour atteindre la saturation en sulfure (Arndt, 2005). La solubilité des sulfures d'un magma komatiitique augmente drastiquement en arrivant à la surface à cause notamment de la diminution de la pression. Effectivement, plusieurs auteurs ont réalisé des travaux (Haughton et al., 1974; Mavrogenes et O'Neill, 1999; Holzheid et Grove, 2002) montrant les rôles de la pression et température dans la solubilité des sulfures.

Lorsque la température diminue la solubilité du soufre diminue et inversement lorsque la pression diminue la solubilité du soufre augmente (Fig. 5.3). Après la fusion partielle, le produit de fusion (komatiite) devra monter adiabatiquement selon une trajectoire P-T linéaire et le magma devrait arriver à la surface très chaud et sous saturé en sulfure (Leshner et Groves, 1986). La figure 5.3 suggère aussi que les magmas basaltiques sont plus susceptibles de former des dépôts de sulfures magmatiques parce que ces magmas se forment à un degré de fusion partielle moyennement élevée suffisant pour incorporer tout les sulfures de la source (donc des teneurs élevées en Cu et PPGE et moyen en Ni en IPGE) et en même temps le magma n'est pas trop sous saturé en soufre lorsque celui-ci atteint la croûte. Ainsi, même si les conditions de formation dans le manteau des komatiites jouent un rôle important, notamment dans la concentration initiale en métaux du magma, il y a d'autres critères post fusion partielle essentielle pour la formation d'un gisement.

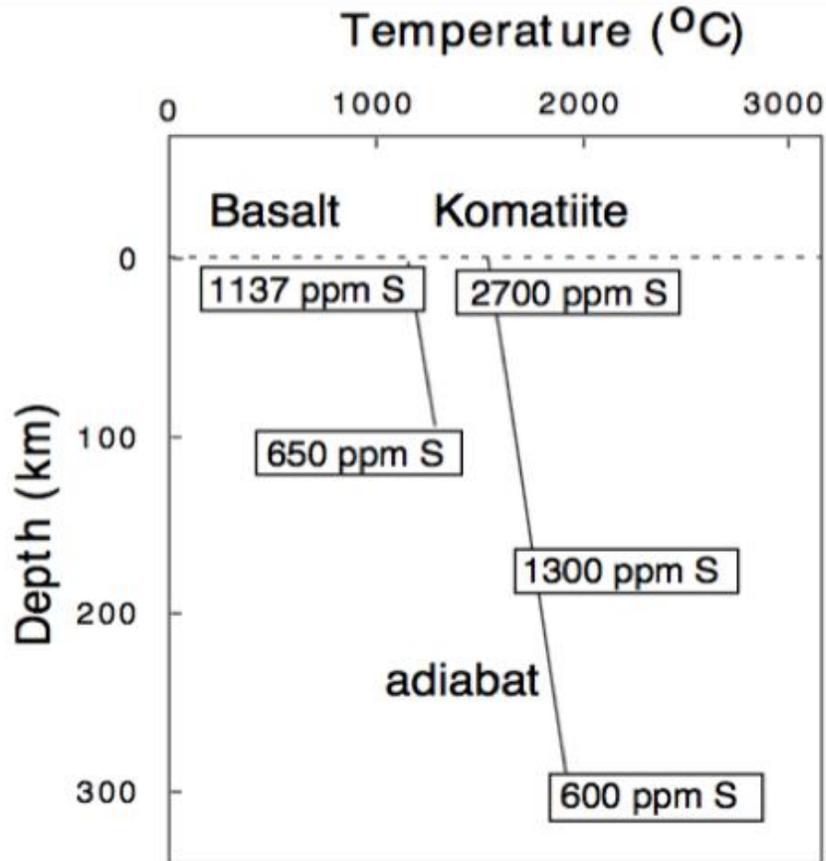


Figure 5.3 : Diagramme montrant le contrôle de la pression sur la solubilité du soufre. Tiré de Arndt (2005) qu'il a modifié de Mavrogenes et O'Neill (1999).

C'est dans ce sens que la contamination par l'assimilation de matériel crustal est une étape primordiale, car elle permet de saturer le magma en sulfure par l'intermédiaire d'un apport important de soufre (Naldrett, 2011). La formation d'un dépôt de sulfure magmatique requiert une saturation en sulfure du magma silicaté, de telles sortes qu'un liquide sulfuré immiscible puisse interagir dynamiquement avec le liquide silicaté (Barnes et al, 1992).

Des blocs de croûtes solides peuvent fusionnées en partie et se mixer au magma, les composantes volatiles ou les fluides solubles peuvent être transféré de l'encaissant vers le

magma ou des fragments de roches provenant de la croûte peuvent être incorporés au magma en tant que xénolite (Leshner and Burnham, 2001). Aussi, une ségrégation précoce de liquide sulfuré peut résulter d'assimilation de roches felsiques comme du granite ou des sédiments détritiques ajoutant par la même occasion du Si pour produire un magma hybride dans lequel la solubilité du soufre est plus faible (Li et Ripley, 2005). En assimilant des sédiments riches en soufre, le contenu en S du magma peut passer d'un niveau bien en dessous de la saturation en sulfures à un niveau permettant la ségrégation des sulfures (Samalens, 2017).

Il apparaît clair que l'assimilation de matériel crustal est une étape clé dans la formation d'un dépôt de sulfure magmatique. Cependant, pour faciliter le processus d'assimilation, le magma doit posséder certains critères volcano-physiques. D'après Arndt (2005), la densité est un des paramètres important puisqu'au niveau où se forment les chambres magmatiques la densité du magma mafique-ultramafique pourrait être supérieure à celle des roches encaissantes. Le magma est alors piégé et se différencie localement pour produire un magma moins dense et plus évolué qui pourrait continuer son chemin à la surface.

Le second paramètre est la viscosité : les magmas à faible viscosité coulent rapidement si le conduit ou l'épaisseur de la coulée de lave est suffisamment large. Le régime d'écoulement serait alors turbulent. Dans ces conditions, le magma érode et assimile rapidement les roches encaissantes (Huppert and Sparks, 1985). Le troisième paramètre est la température, celle-ci influence l'interaction entre le magma et les roches de la croûte de deux façons : les magmas de haute température ont une faible viscosité ce qui

pourrait causer un écoulement turbulent et plus rapide et aussi les magmas de haute température ont une meilleure capacité à fusionner ou interagir avec la roche encaissante.

Finalement, le dernier paramètre est le flux de magma (Leshner and Keays, 2002 ). Si le flux de magma est assez élevé pour causer une coulée turbulente, l'érosion thermique va résulter à une assimilation rapide de la roche encaissante. À un débit élevé, le contaminant pourrait être dilué et à un débit modéré la quantité de matériel assimilable est plus importante. Donc si le flux est élevé, mais insuffisant pour causer une coulée turbulente, il y aura une assimilation minimale de l'encaissant puisque le magma passera peu de temps au contact de celui-ci. Par contre, si le flux est faible et que le magma s'accumule dans un large réservoir magmatique et interagit avec l'encaissant, il y aura une opportunité d'assimilation importante en conséquence.

Sachant que ces critères volcano-physiques sont des composantes importantes d'un magma komatiitique, il est possible d'assumer que les komatiites ont une meilleure capacité à faire fondre la roche encaissante. Ce magma plus magnésien incorporerait mieux du S externe que les autres types de magma. Ainsi, dans des conditions volcanogènes et stratigraphique appropriées, les komatiites seraient de bonnes cibles pour un dépôt de Ni-Cu-Cr-Co-EGP (Leshner, 1989).

À la lumière de cette revue littérature sur les conditions favorisant la formation d'un dépôt de sulfures magmatiques dans les komatiites, les critères essentiels semblent être l'accessibilité au S et les paramètres volcano-physiques de mise en place du magma. Même si la fusion partielle joue un rôle important, c'est plutôt à partir de la remontée du magma

jusqu'à la cristallisation qu'un potentiel gisement est formé. Les conduits de laves qui ont accès au S de l'encaissant sont normalement minéralisés tandis que les laves qui n'ont pas accès au S (coulées volcanoclastiques, coussins, lobes de laves; Arndt, 2008) sont dépourvus de minéralisation.

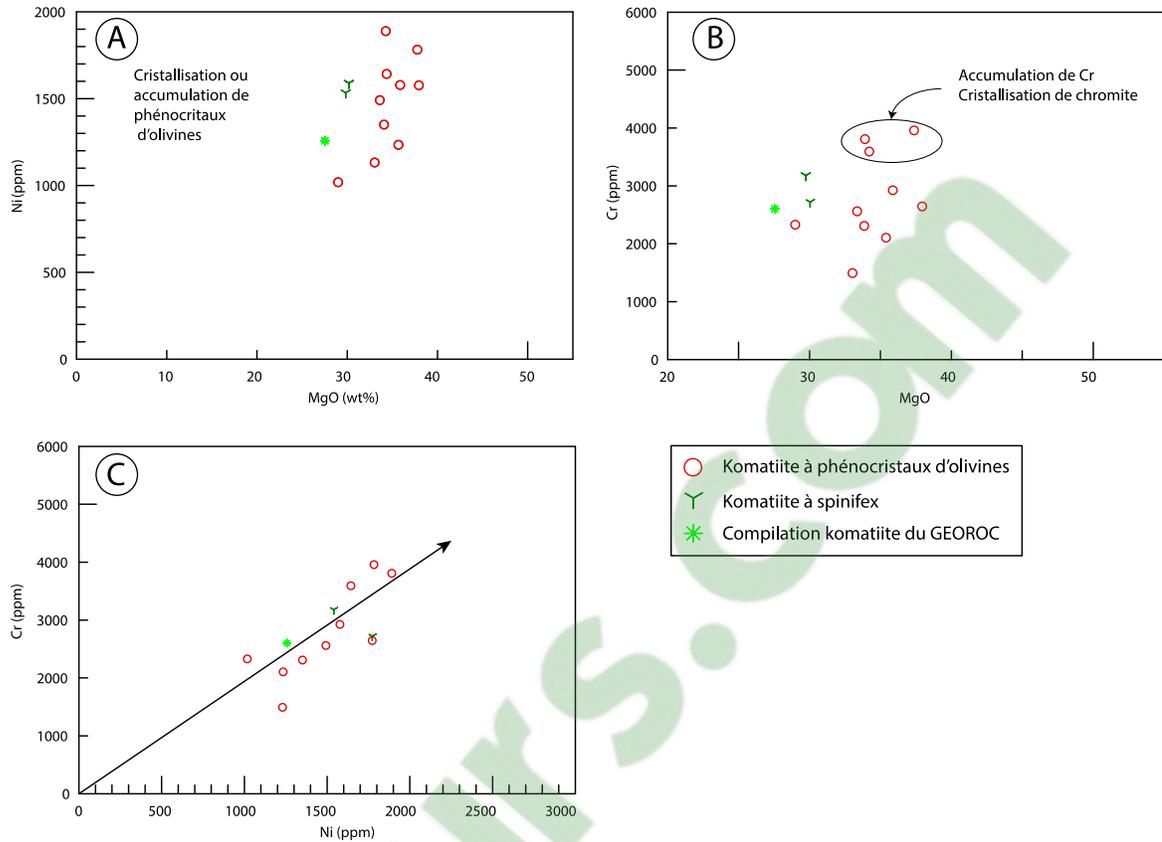
## 5.2 Potentiel économique des komatiites de CC

Grâce à l'information acquise sur les conditions de formation d'un dépôt de Ni-Cu-EGP, il est maintenant possible d'évaluer le potentiel économique des komatiites de CC. En premier lieu, il faut regarder la distribution des métaux d'intérêt et leur comportement en utilisant différents diagrammes binaires. Ensuite, la normalisation des métaux selon les valeurs connus de komatiites non minéralisées permettrait de comprendre le fractionnement des sulfures. Finalement les rapports interéléments sont de bons outils de renseignement pétrographique et économique permettant de retracer en partie l'histoire pétrogénétique de la roche (Barnes, 1988).

Il est difficile de faire une corrélation claire entre la concentration en Ni et la teneur en MgO des komatiites (Fig. 5.4A). Les komatiites cristallisent d'abord 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 entraîner une relation exponentielle entre le Ni et MgO (Smith et al., 1980). La relation entre Ni et MgO de la figure 5.4A pourrait être définie par une courbe de tendance exponentielle, mais les

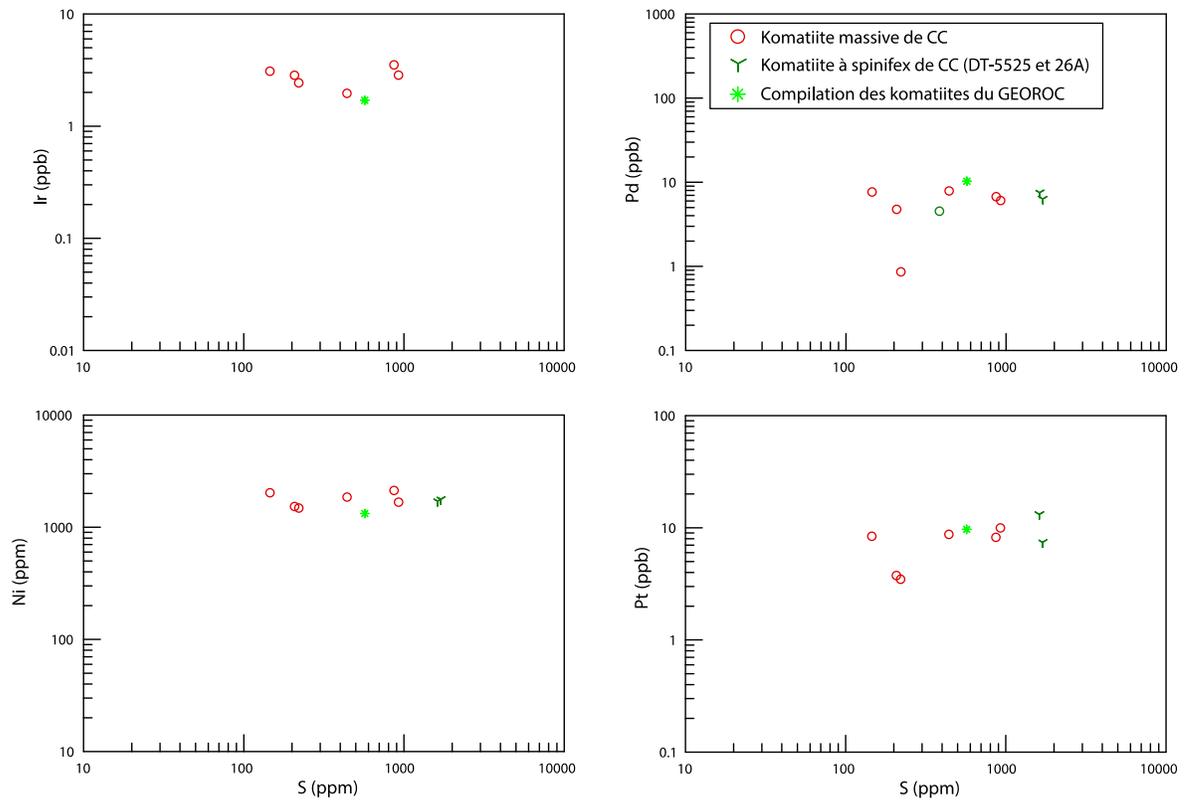
concentrations en MgO des échantillons sont dans une fourchette trop restreinte pour confirmer cette observation.

Le Cr 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 le début de cristallisation de la chromite quand la concentration en MgO du liquide est inférieure à 28%. Donc la variation de Cr par rapport au MgO devrait s'expliquer par la cristallisation progressive de l'olivine et peut-être de celle de la chromite. La figure 5.4B illustre comme attendu une augmentation progressive de la teneur en Cr quand MgO diminue. Cette observation s'explique par l'accumulation de Cr dans le liquide. Par contre, les échantillons encadrés ont accumulé du Cr, probablement par la cristallisation d'une faible quantité de chromite (<0,1%).



**Figure 5.4 : Diagramme binaire de variation : Ni vs MgO, Cr vs MgO et Cr vs Ni. Corrélation positive entre les concentrations en Cr et Ni.**

La figure 5.4C montre qu'il y a corrélation positive entre la concentration de Ni et de Cr. Cette courbe de tendance linéaire peut-être attribuée majoritairement à la cristallisation d'olivine qui contient du Ni et du Cr. Le Ni et Cr semblent être contenus majoritairement dans les silicates (olivine et chromite). Aussi les sulfures ne semblent exercer aucun contrôle sur le Ni, ni même sur les EGP, car celles-ci ne montrent aucune corrélation avec la teneur en S (Fig. 5.5).



**Figure 5.5: Diagramme binaire de variation; concentration en métaux vs S des komatiites de CC.**

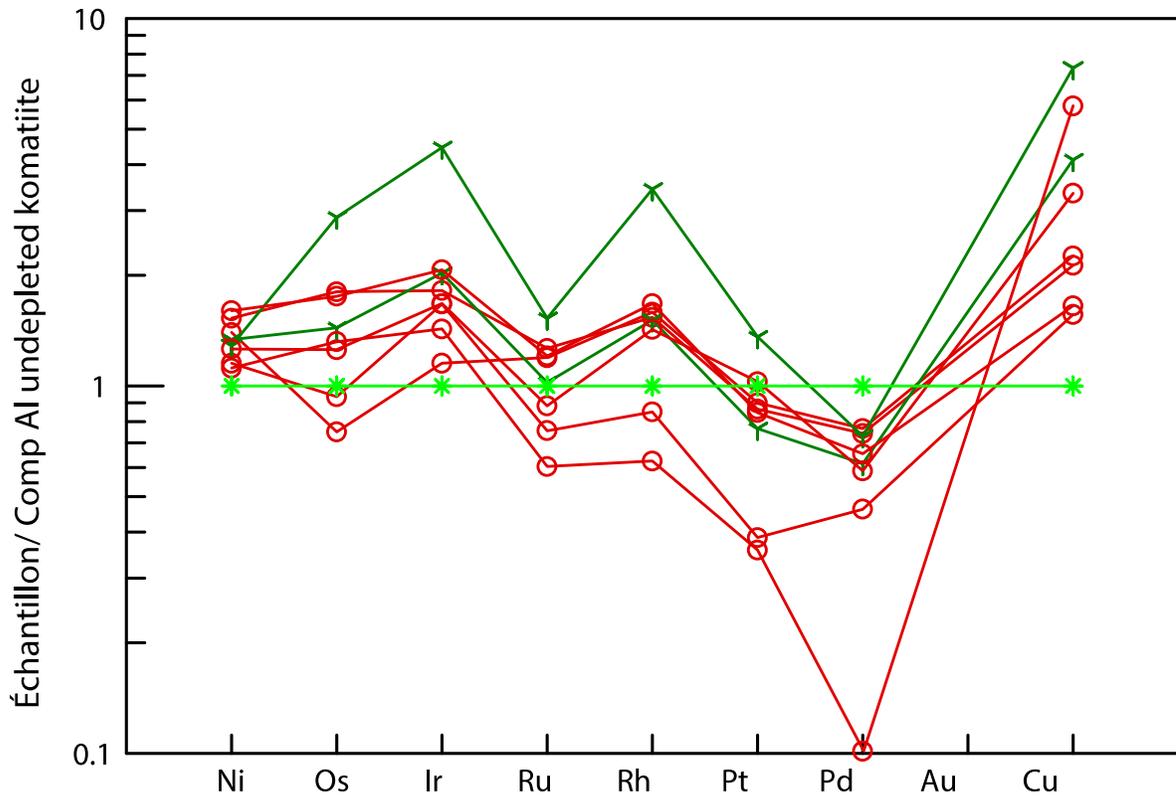
Les valeurs en métaux retrouvées dans les komatiites de CC sont similaires au contenu en métaux établis pour des komatiites non minéralisées compilées de la base de données du GEOROC (Tableau 5.1). La concentration en Ni ainsi que la concentration en IPGE sont légèrement élevées, tandis que la concentration en PPGE est légèrement appauvrie. L'enrichissement en IPGE est commun dans les roches à texture massive (accumulation de phénocristaux d'olivine). Néanmoins, la similarité entre les teneurs en métaux des komatiites de CC avec les komatiites non minéralisées indiquent que ces roches n'auraient pas incorporé assez de S pour permettre une précipitation conséquente de sulfures.

**Tableau 5.1 : Concentration en Ni-Cu-EGP des komatiites de CC et des komatiites compilées du GEOROC.**

Échantillon	U1	U2	U3	K1	K2	U4	U5	U6	Komatiite
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	5,2
Rh (ppb)	1,23	1,27	0,68	1,21	2,75	1,33	1,14	0,5	0,8
Pd (ppb)	7,64	7,88	4,76	6,32	7,52	6,72	6,04	0,86	10,3
Os (ppb)	3,6	1,5	1,86	2,88	5,75	3,5	2,51	2,64	2
Ir (ppb)	3,09	1,95	2,83	3,44	7,57	3,51	2,85	2,43	1,7
Pt (ppb)	8,38	8,71	3,75	7,42	13,17	8,2	9,95	3,47	9,7
Ni (ppm)	1784,2	1644,5	1352,2	1773	1540,7	1891,7	1492,9	1235,1	1326
Cu (ppm)	49	52	36	95	169	38	77	133	23
S (ppm)	145,9	441,6	207,6	1692,6	1618,1	867,2	925,9	220,7	570

Source : Les valeurs de l'échantillon komatiite sont tirées du GEOROC (n=110)

Dans l'objectif de confirmer ce résultat, les métaux ont été normalisés aux komatiites compilées du GEOROC pour comprendre leur comportement. La figure 5.6 montre la variation de la teneur en EGP, Ni, Cu et Au des komatiites massives et à spinifex de CC. Les concentrations en Ni, Cu et EGP sont relativement proches des valeurs compilées des komatiites du GEOROC. La configuration des komatiites de CC indique 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 et beaucoup d'olivine de se dissoudre dans le magma. Cette configuration indique aussi que les roches analysées ont précipité une quantité insignifiante de sulfures et que le potentiel économique du secteur est par conséquent faible à ce niveau stratigraphique.



**Figure 5.6 : Normalisation au manteau primitif selon McDonough et Sun (1995) des EGP, Ni, Cu et Au.**

Le diagramme Ni/Cu vs Pd/Ir illustrant les rapports métalliques est une approche utile pour comprendre les relations pétrogénétiques et il donne aussi des indications sur le potentiel de la roche à contenir possiblement un dépôt économique. Les komatiites de CC, autant pour les roches à texture spinifex que pour les phénocristaux d'olivines, s'alignent dans le champ des komatiites. Deux des échantillons n'appartiennent à aucun champ et cela s'explique par l'accumulation de Cu dans ces échantillons puisque les valeurs en Ni sont relativement constantes et le rapport Pd/Ir varie que très légèrement (Fig. 5.7). La figure 5.8 confirme des roches de composition komatiitique qui appartiennent au champ des roches effusives. Cette configuration suggère que les roches sont fertiles et qu'elles sont en conséquence ni appauvries ni enrichies !

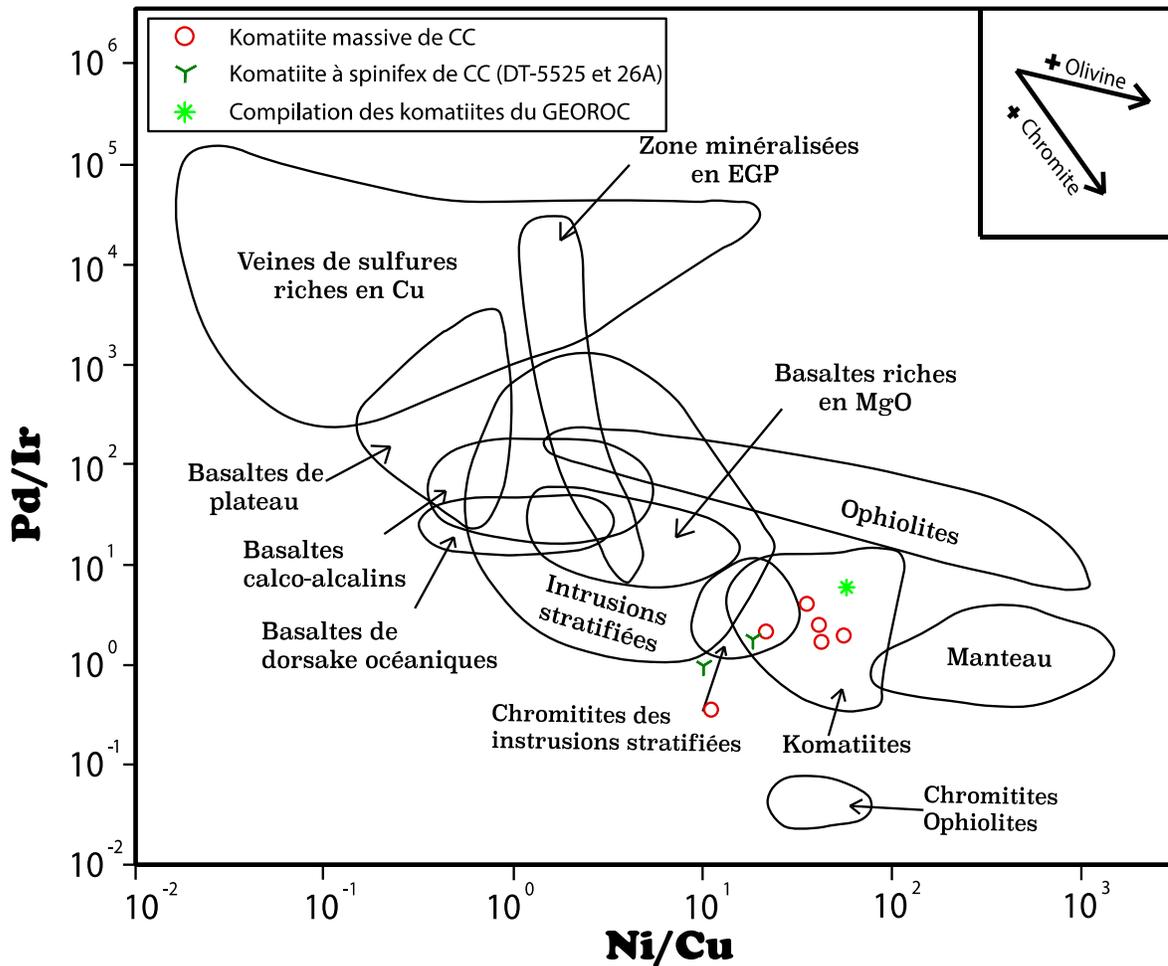


Figure 5.7: Rapports interéléments Pd/Ir vs Ni/Cu. Modifié de Barnes et al. (1988).

Du fait que le Ni, Cu, Au, et les EGP partitionnent fortement dans les sulfures, les roches formées à partir d'un magma saturé en sulfure devraient être fortement appauvries en ces métaux. Le tableau 5.1 et les figures 5.6 et 5.8 indiquent que les roches ultramafiques du NE de CC sont des komatiites et qu'elles sont primitives, mais qu'elles n'ont pas atteint la saturation en sulfure qui rendrait l'exploration favorable à ce niveau stratigraphique.

Contrairement à l'intrusion mafique, aucune évidence de terrain n'a montré des indications de contamination. Par contre, les diagrammes multiéléments (Fig. 4.3)

indiquent de légères anomalies négatives en Nb-Ta, ce qui pourrait signifier une certaine assimilation de l'encaissant. Cette information pourrait être vraie et toujours le magma n'aurait pas assimilé la quantité nécessaire de contaminants pour favoriser la précipitation des sulfures. Car comme mentionné par Lesher et Arndt (1995), les komatiites pourraient assimilées jusqu'à 30% de croûte continentale et évoluées vers un magma de composition basaltique sans pour autant atteindre la saturation en sulfure.

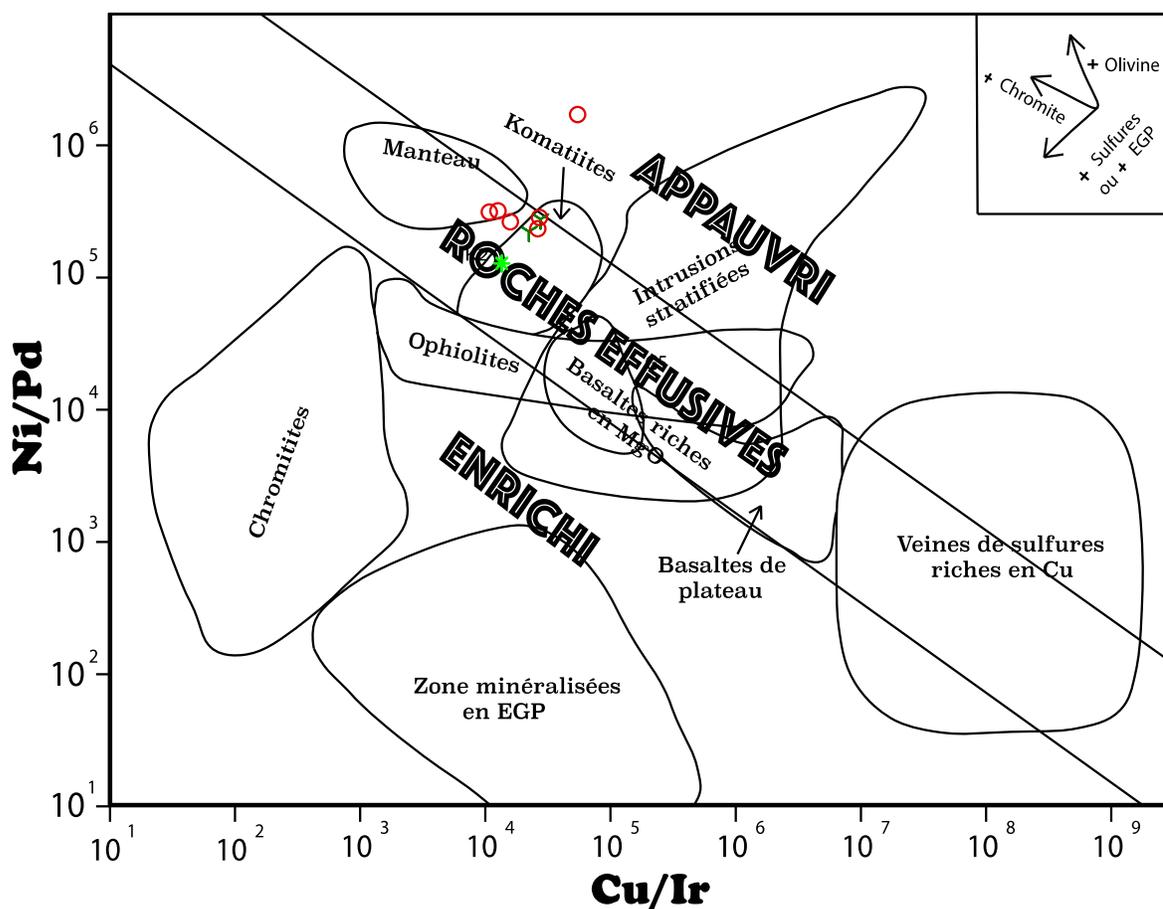
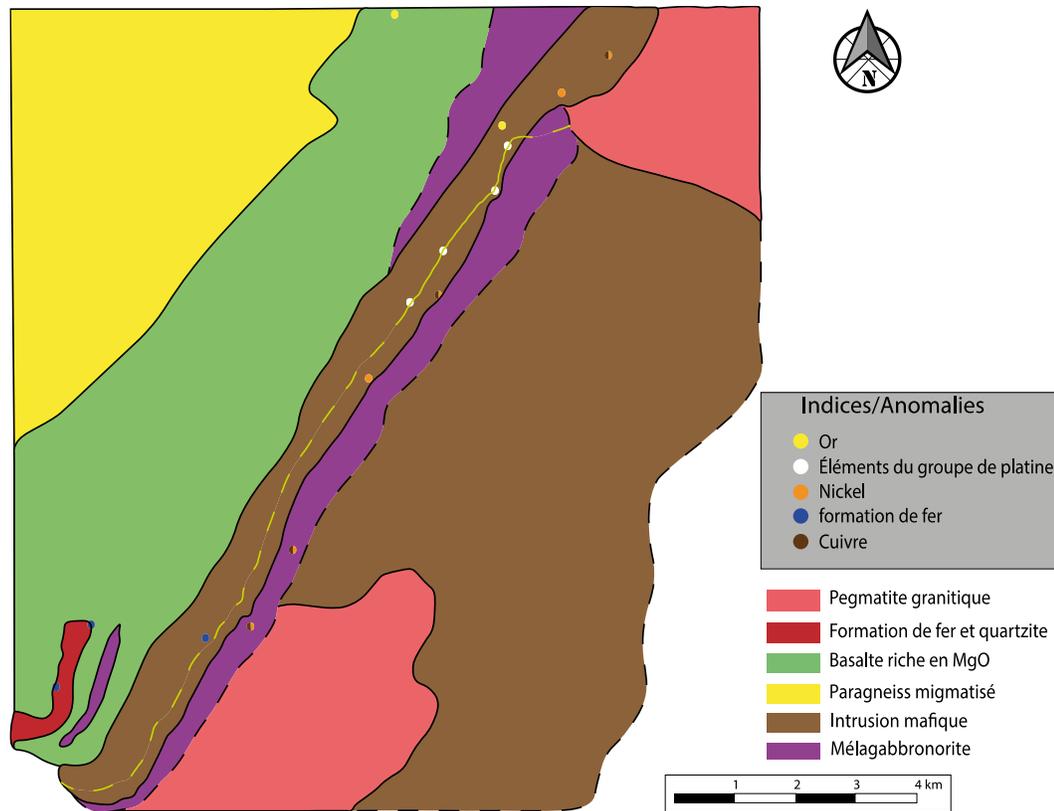


Figure 5.8 : Rapports interéléments Ni/Pd vs Cu/Ir des komatiites. Modifié de Barnes et al. (1988).

### 5.3 Potentiel économique de l'intrusion mafique

En plus des analyses en Pt + Pd dont les teneurs ont donné des valeurs significatives (470 à 1375ppb), des indices historiques en Ni, Cu et même Au (1,91 % Cu et localement jusqu'à 1 % de Ni + Zn dans l'indice Horden et 1,4 % Cu, 0,33 % Ni et 0,23 ppm Au pour l'indice Davreau) sont aussi associé à l'intrusion mafique (Fig. 5.9). Donc une bonne caractérisation du potentiel économique est importante pour favoriser une exploration significative dans cette région. Pour ce faire, la première étape consiste à vérifier les paramètres contrôlant la distribution des métaux. Le Ni-Cu-EGP sont des éléments chalcophiles dont la teneur devrait être majoritairement contrôlée par la proportion de sulfures dans la roche.

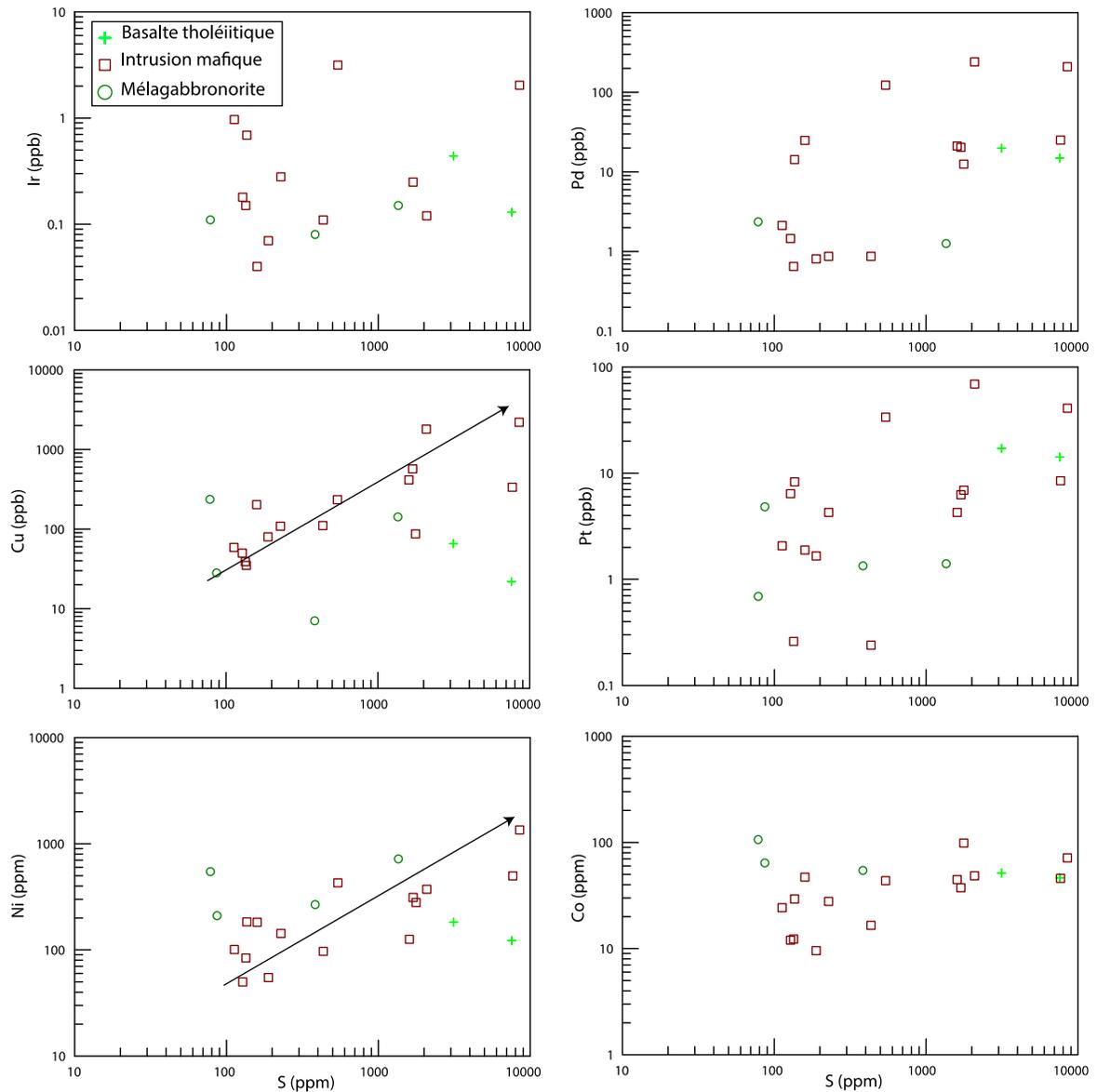


**Figure 5.9 : Carte géologique de la portion SO de CC relatant la position des indices/anomalies en Au, EGP, Ni et Cu connues.**

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

La figure 5.10 est un diagramme binaire mettant en relation les teneurs en Ni-Cu-Co et EGP selon la concentration de S dans la roche. Le Cu et le Ni ont une courbe de tendance linéaire où la teneur des métaux semble être sous le contrôle du S. Les points d'Ir et de Co sont diffus et ils ne montrent pas une corrélation claire avec le S. Dans la mesure où l'Ir et le Co partitionnent dans l'olivine et les pyroxènes, un contrôle bilatéral entre les silicates et

les sulfures s'exerceraient sur ces éléments. Le Pt et le Pd ont un comportement où la teneur de ces métaux augmente avec le S selon une courbe de tendance qui est difficile à définir. Cette configuration indique que les PPGE ne se corrèlent pas bien avec le S. Cependant, Pd, Pt et Rh corrèle bien ensemble et un peu moins pour Ru et Ir. Ceci s'explique par le comportement compatible des IPGE dont la cristallisation peut-être contrôlé par les silicates (olivine, chromite, pyroxène) alors que les PPGE sont hautement chalcophile et se retrouvent dans les roches saturées en sulfures.



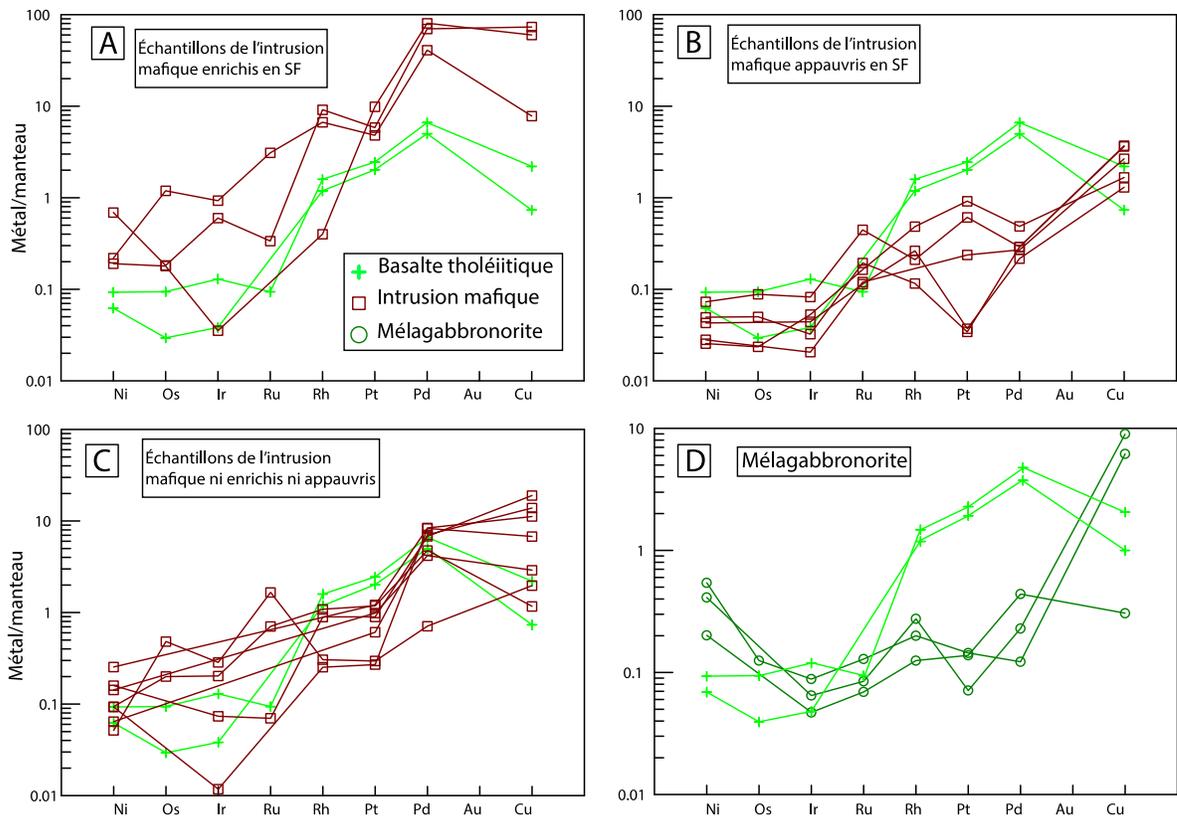
**Figure 5.10 : Diagramme binaire d'Ir, Pd, Cu, Pt, Ni, Co vs S pour le basalte tholéitique, l'intrusion mafique et la mélagabbronorite.**

Une autre façon de comprendre la distribution des métaux est la normalisation des métaux aux valeurs du manteau primitif. Cette méthode (Barnes, 1988) représente un outil pétrologique important pour retracer la genèse des gîtes de Ni-Cu et EGP et de comparer la distribution des éléments relativement les uns par rapport aux autres. Les éléments sont

disposés en fonction de leur comportement ; les éléments compatibles sont à gauche (Ni, Os, Ir, Ru) et les éléments incompatibles sont à droite (Pt, Pd, Au, Cu)

La courbure des basaltes tholéïtiques (Fig. 5.11) indique que les IPGE sont faiblement fractionnés. Cette indication est symbolique de la nature du magma qui est un basalte tholéïtique riche en Mg s'étant probablement formé à un taux de fusion partielle du manteau compris entre 15-20%. Dans cette configuration il ne reste plus de sulfures à la source; ceux-ci se retrouvent dans le magma nouvellement formé, raison pour laquelle le Cu et les PPGE ont des valeurs mantelliques. Vu que les IPGE et le Ni partitionnent dans l'olivine un taux de fusion partielle plus conséquent était requis pour ne pas avoir la configuration observée dans les basaltes tholéïtiques (Fig. 5.2).

La figure 5.11A illustre la composition des roches de l'intrusion mafique qui ont accumulé des sulfures. Les teneurs élevées en métaux de ces échantillons suggèrent que ceux-ci se sont formés quand le liquide silicaté était fertile et riche en éléments chalcophile. La configuration des échantillons de la figure 5.11B indique un léger appauvrissement en PPGE de ces roches qui pourrait être le résultat d'un fractionnement antérieur du liquide. L'aspect des échantillons de l'intrusion mafique de la figure 5.11C est similaire au basalte tholéïtique, ce qui implique que ces roches n'ont pas ségrégé de sulfures du magma silicaté et qu'ils ne sont donc en conséquence ni enrichi, ni appauvri. Finalement, la mélagabbronite (Fig. 5.11D) qui a une disposition de courbe plate où les roches sont appauvrit en EGP indique que le liquide silicaté à partir duquel s'est formé le liquide sulfuré était déjà appauvrit en EGP.



**Figure 5.11 : Valeurs des métaux normalisées au manteau primitif du basalte tholéiitique, de l'intrusion mafique et de la mélagabbronite.**

Les rapports métal/manteau permettent d'utiliser les données d'analyse sur roche totale, mais la comparaison de différentes roches dont les proportions de sulfures sont différentes requiert le recalcul de l'abondance des métaux à 100% sulfure. Ce calcul peut-être réalisé en assumant que la majorité des métaux sont présents dans la fraction sulfurée. Le détail des calculs de la modélisation numérique de la composition des sulfures en utilisant l'approche du recalcul à 100% sulfure est présenté à l'annexe D.

D'après plusieurs études, les recherches impliquant des échantillons pauvres en sulfures sont en soi complexes. D'après Kerr (2001), si la 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 requises. 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. Pour cette raison et à cause des problèmes liés aux incertitudes analytiques, le traitement des données (<1% S) n'est généralement pas recommandé.

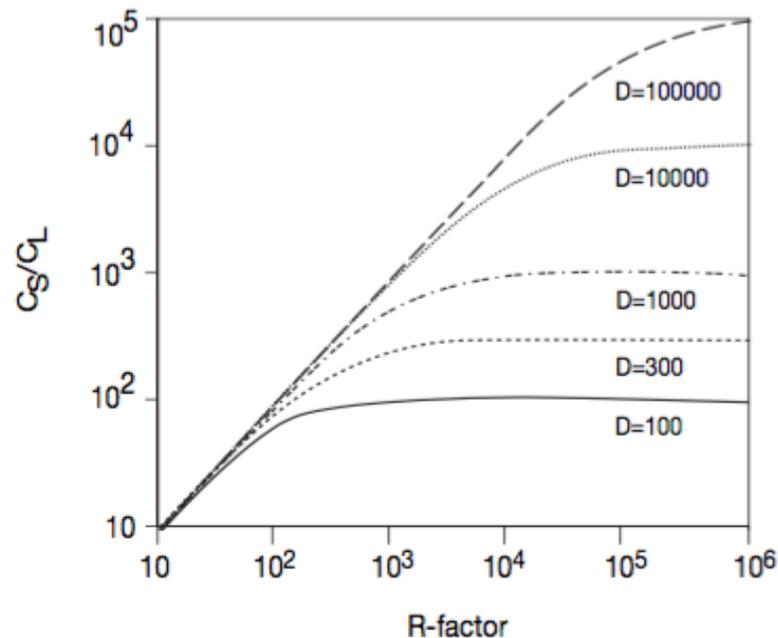
**Tableau 5.2 : Composition en Ni-Cu-EGP de l'intrusion mafique**

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

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 5.12 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 5.12: 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 mafique contenant des échantillons sulfurés et donc les anomalies en Ni-Cu-EGP est comagmatique au basalte tholeiitique hautement magnésien 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 mafique à partir du liquide basaltique pauvre en sulfure.

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  $< 0,3\%$  (Tableau 5.2); 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.

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 sélectionné pour réaliser le modèle de mise en place de l'intrusion mafique a aussi été choisi comme  $C_L$ . Le problème est la concentration en métaux qui est un peu trop élevée (surtout pour les EGP) dans ce liquide (Tableau 5.2). Cette concentration élevée en métaux pourrait s'expliquer par la présence de sulfures dans la roche et les observations pétrographiques en lame mince ont montré des sulfures (Tr-0,5%) dans la lame associée, ce qui veut dire qu'à ce stade le basalte aurait 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 (1975) ou encore Haughton et al. (1974). Ces derniers le définissent comme la quantité en soufre nécessaire pour atteindre la saturation en sulfure (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 :

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

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

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) :

$$\ln S_{\text{ppm}} = 34,784 - 5772,3/T - 346,54P/T - 17,275X_{\text{FeO}} - 18,344 X_{\text{TiO}_2} - 20,378X_{\text{CaO}} - 25,499X_{\text{SiO}_2} - 20,393X_{\text{H}_2\text{O}} - 27,381X_{\text{Al}_2\text{O}_3} - 22,398X_{\text{MgO}} - 18,954X_{\text{Na}_2\text{O}} - 32,194X_{\text{K}_2\text{O}}$$

(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 serait 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 5.3 montre la concentration des métaux dans le liquide sulfuré (Cs) selon les 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 5.4) montre que le basalte riche en Mg a des teneurs en métaux plus élevés que prévu.

**Tableau 5.3 : Modélisation de Cs selon un R-factor de 234**

Métaux	C <sub>L</sub>	D	R	C <sub>s</sub>
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 proches des valeurs estimées lors du calcul à 100% sulfures. Le tableau 5.4 fait la comparaison entre les valeurs de la 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 5.4 : 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 même que les autres échantillons, la roche B1 aurait été contaminée, ce qui a induit une saturation précoce en sulfure et donc une concentration élevée en métaux.

### 5.2.2 Contamination

Comme décrit à la section 5.1, 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 cette unité ont subi de la contamination.

La figure 5.13A 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 basalte tholéiitique et de l'intrusion mafique 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. 5.13b) permet de classifier les échantillons de basalte selon l'environnement de formation et le type de roche. Les échantillons de basalte tholéiitique 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.

Aussi, une partie des roches tombent dans le champ des basaltes calco-alcalin (Fig. 5.13a). Cependant, ces observations sont contradictoires des diagrammes de classification (élément majeur) qui illustrent sans aucun doute que les basaltes sont tholéïtiques. 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.

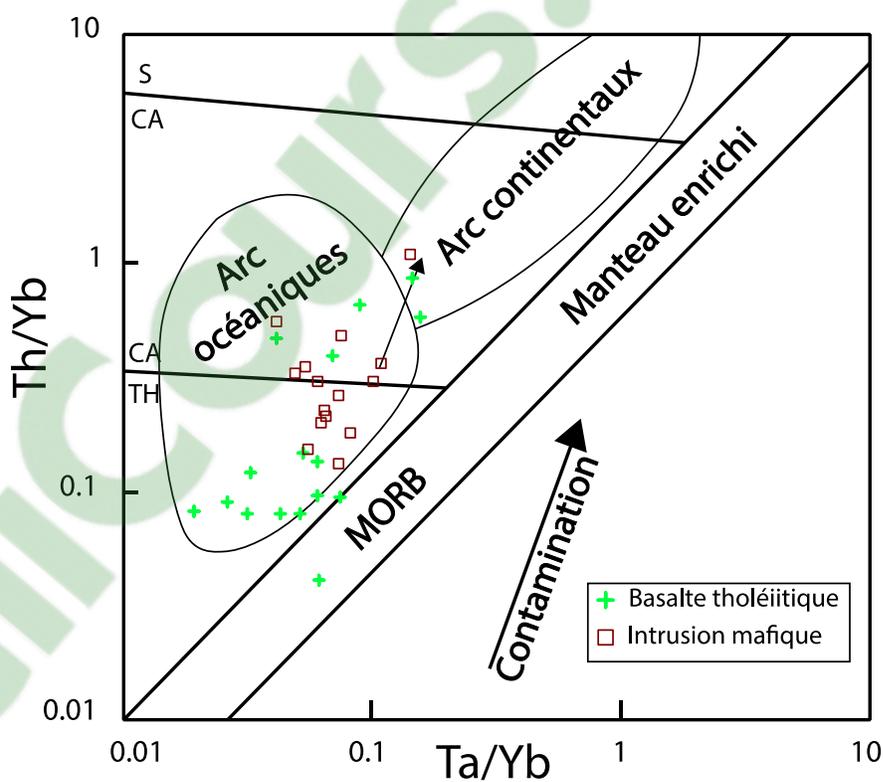
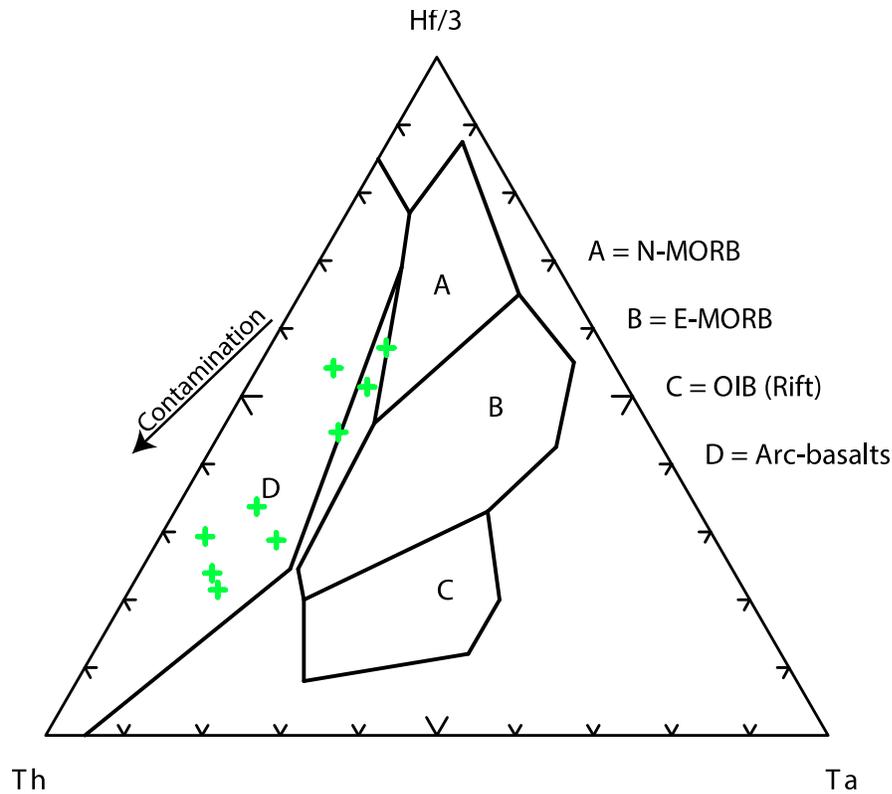


Figure 5.13a : Th/Yb vs Ta/Yb pour les basaltes tholéïtiques et les roches de l'intrusion mafique. Tiré de Pearce (1982).



**Figure 5.13b: Diagramme ternaire (Hf vs Th vs Ta) montrant la position des échantillons de basalte tholéiitique 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)**

Le profil de terres rares des basaltes est plat, donc tholéiitique de 8 à 10 fois la valeur chondritique (Fig. 5.14A). Le diagramme montre un très léger enrichissement en ETRI symbolisé par un rapport La/Yb moyennant 1,2. La figure 5.14B représente le diagramme multiélément de ces basaltes qui montre des profils généralement plats 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.

Ces observations sont plus marquées sur la figure 5.14C qui représente la moyenne des échantillons du basalte tholéiitique et où les anomalies sont clairement mises en

évidence. Les valeurs moyennes des basaltes sont approximativement de 4 fois la valeur du manteau primitif pour tous les éléments sauf pour le P, Sr, K, Ta, Nb, U, Th, Ba, Rb et Cs. Ces différentes anomalies pourraient s'expliquer par l'altération ou la contamination ou encore par l'effet combiné des deux.

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" (high field strength elements) possèdent un rayon ionique moyen et une charge élevée, ce qui les rend relativement immobiles. Pour justifier les anomalies observées, une solution serait l'assimilation par le magma d'une roche de source différente (anomalies en P, Nb, Ta, Th), soit la contamination.

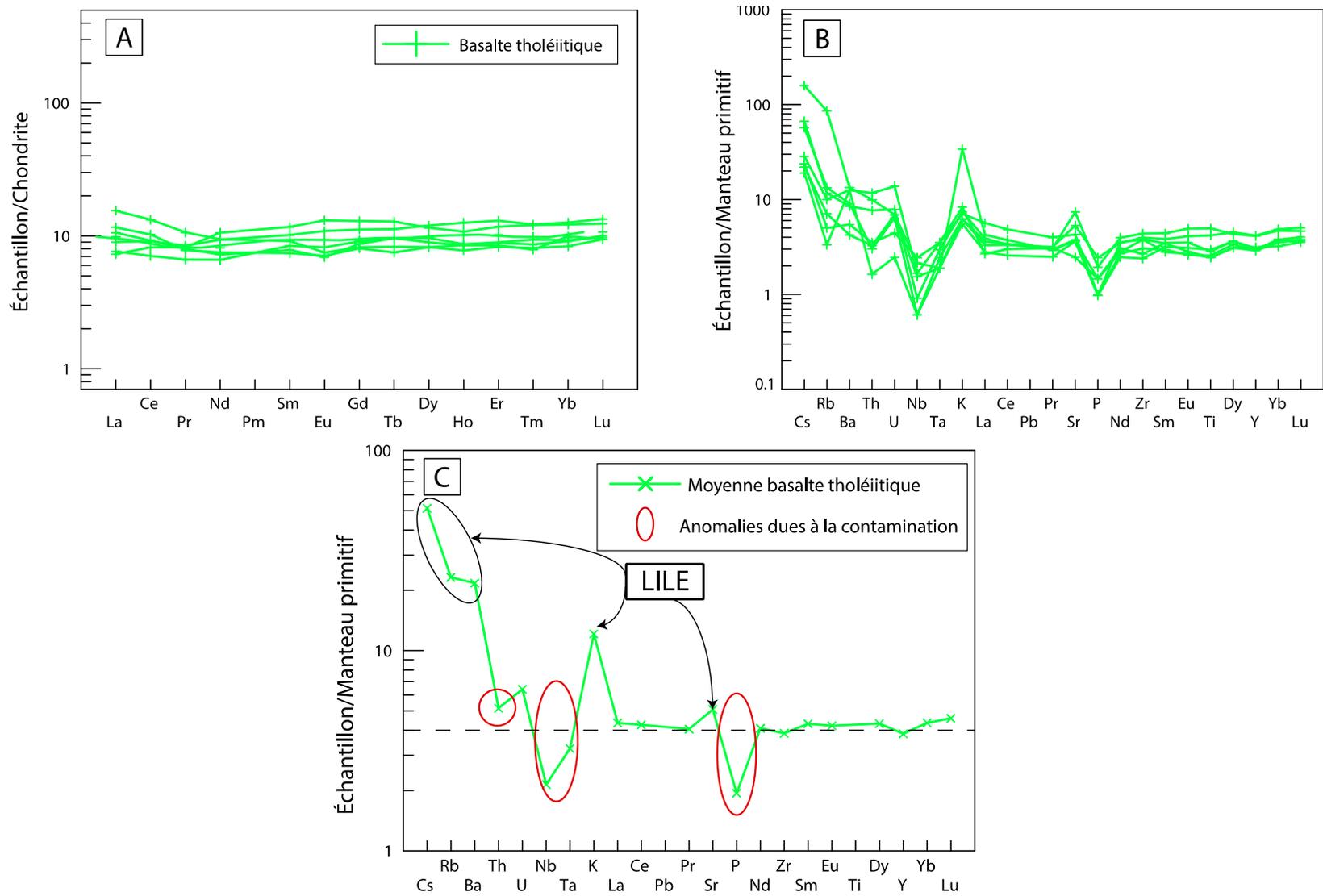


Figure 5.14 : Diagramme d'élément en terres rares et multiéléments du basalte tholéiitique.

Le Pluton du Lac Rodayer qui est au contact SE de la ceinture volcanosédimentaire de CC a été nommé par Sawyer et Benn (1992) pour décrire une large masse intrusive composite qui forme la partie NE de la Sous-province d'Opatoca et qui s'étend sur 40 km x 65 km. D'après Bandyayera et Daoudenne (2017), l'âge minimal de cristallisation de l'ensemble des roches du Pluton du Lac Rodayer est estimé entre 2820 et 2829 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*). Ces vieilles roches intrusives intermédiaires à felsiques ont le potentiel d'être le contaminant.

Dans l'objectif de montrer qu'AROD est le contaminant, 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 tholéitiques sont déjà contaminés, il est difficile de faire une modélisation en utilisant ces roches. Raison pour laquelle, il faut trouver des roches non contaminées qui se sont formées dans le même type d'environnement. Dans le cadre de cette expérience, la sélection des komatiites compilées du GEOROC devrait permettre d'avoir des résultats significatifs.

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

Les échantillons de komatiite montrent des profils plats où la concentration des éléments est en moyenne de une à deux fois la valeur du manteau (Fig. 4.5). Les anomalies notables sont les éléments mobiles tels Sr, K, Cs. Le diagramme multiélément d'AROD (Fig. 5.15) 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.

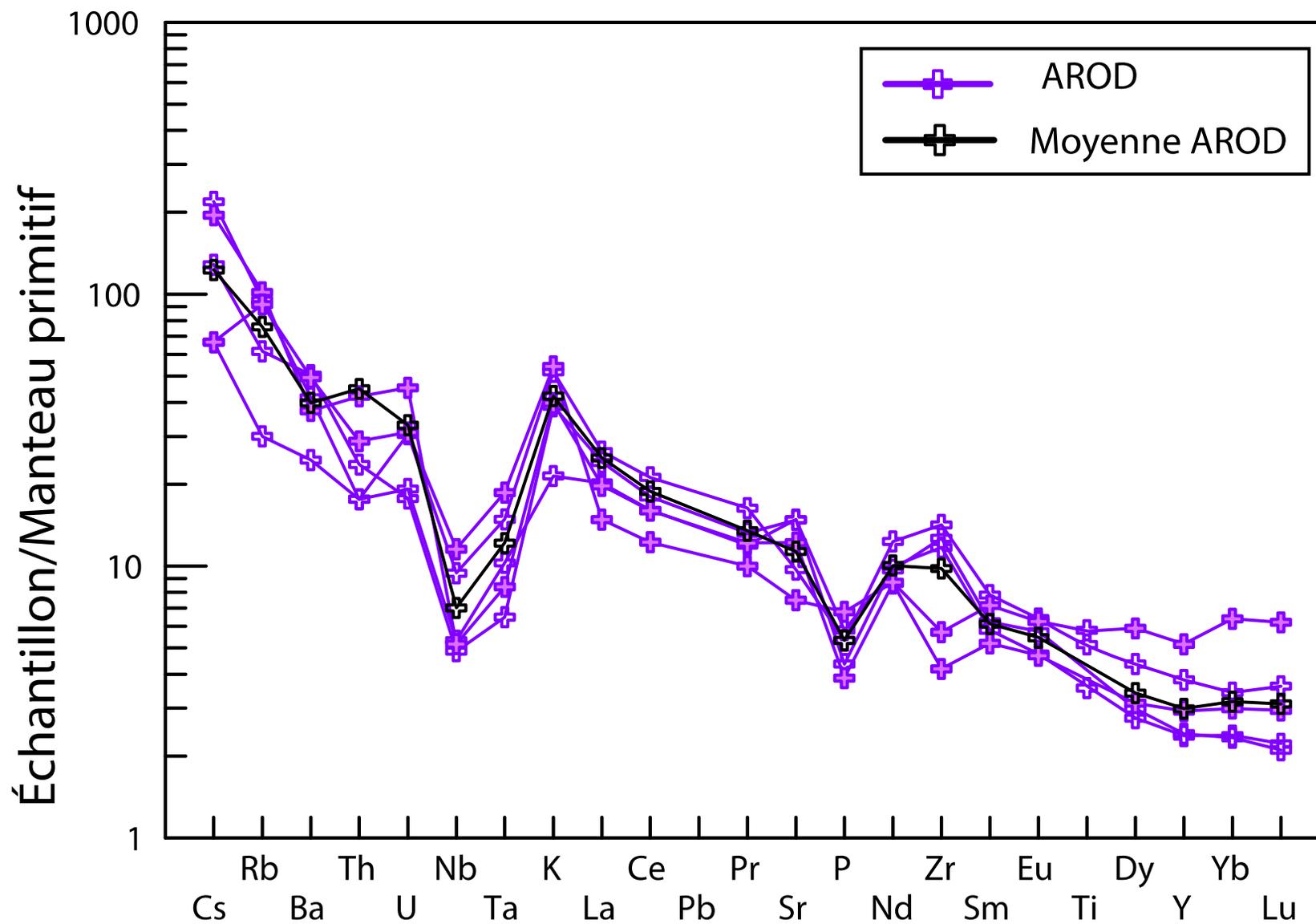


Figure 5.15 : Diagramme multiélément des roches d'AROD normalisées au manteau primitif de McDonough et Sun (1995).

Une superposition du profil de la moyenne des basaltes tholéitiques et du modèle qui constitue un magma mixé (80% de komatiite et 20% d'AROD) est affichée à figure 5.16. Les deux patrons sont similaires et le magma mixé montre typiquement les mêmes anomalies en P, Nb, Ta et Th. Les autres différences mineures notamment pour 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 empreinte beaucoup plus importante que l'altération comme montrée par le modèle de l'assimilation. Suivant ce raisonnement, il est fort probable que le basalte tholéitique et par conséquent l'intrusion mafique a subi de la contamination crustale. Cette hypothèse a déjà été confirmée par la présence de plusieurs xénolites felsiques et le volet géochimique vient rajouter un argument supplémentaire.

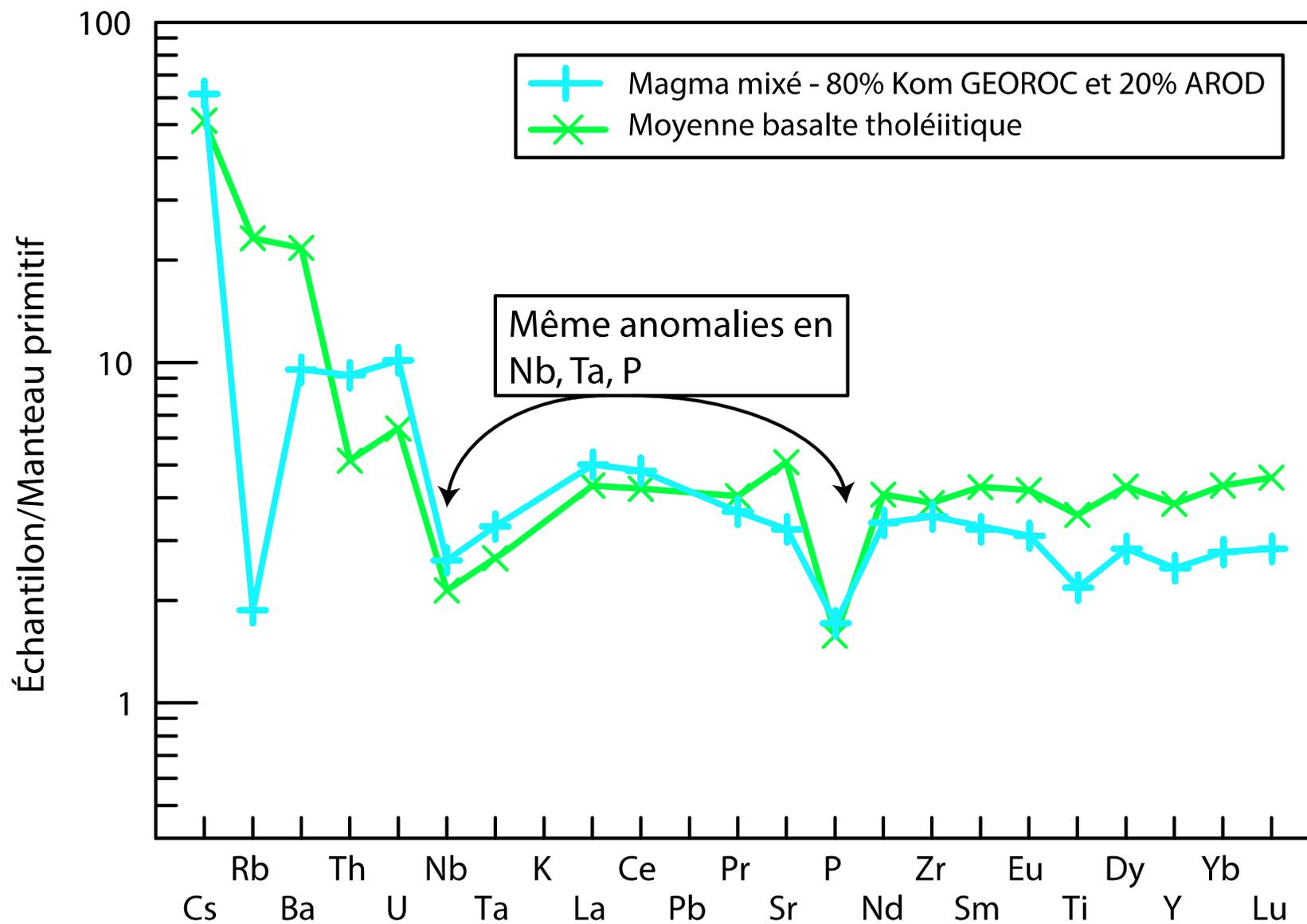


Figure 5.16 : Diagramme multiélément comparant les basaltes tholéiitique riche en MgO et le modèle du magma mixé

### 5.2.3 Modélisation graphique de la composition des sulfures en utilisant les rapports interéléments

Comme montré dans la section 5.2.1, à cause de la faible quantité de sulfures et de la contamination, il est difficile de modéliser la composition des sulfures en utilisant l'approche du recalcul à 100% sulfure. Une autre méthode applicable serait le modèle graphique utilisant les rapports interéléments. Cette méthode évite les problèmes rencontrés avec le S puisque le S est généralement mobile (Kerr, 2003) et son contenu dans la roche n'est pas nécessairement représentatif des conditions ignées de formation.

La concentration en EGP dans un dépôt est contrôlée par la concentration en métaux dans le liquide silicaté à partir du quelle les sulfures se forment ( $C_L$ ) et la quantité de sulfures présents, c'est-à-dire le rapport entre le liquide silicaté et le liquide sulfuré (R-factor). Les lignes en traits pleins connectent le liquide silicaté initial et les sulfures générés à partir de ce liquide suivant plusieurs R-factor (Fig. 5.17). Les points noirs indiquent la composition en métaux des roches en fonction du pourcentage de sulfures qu'elles contiennent. Le facteur d'enrichissement en Cu et Pd change en fonction du R-factor, ce qui se reflète sur le ratio Cu/Pd. À R=100-150, le facteur d'enrichissement pour Pd et Cu est similaire. Cette observation se traduit par un ratio constant illustré par un trait plein horizontal et une valeur de Pd qui augmente en fonction de la concentration en sulfure dans la roche. Par contre, quand R =10 000 le ratio Cu/Pd diminue d'un ordre de grandeur puisque le Pd partitionne beaucoup plus dans les sulfures que le Cu. La différence de coefficient de partage étant environ de 100 000 vs 1000.

L'échantillon B1 considéré comme le  $C_L$  se place dans le champ des magmas fertiles (Fig. 5.17, croix vert). Sachant que cet échantillon contient déjà un peu de sulfures (0,5-1%), il faudrait enlever les phases qui ont précipité pour avoir une meilleure estimation du  $C_L$ . Le triangle vert encerclé serait alors le  $C_L$ . À partir de cette hypothèse, la position sur le graphique des échantillons G10 et G6 sont relativement faciles à expliquer, ceux-ci contiennent un peu de sulfures (0,1 à 2%) avec un R-factor d'environ 2000. Cependant, il est très difficile de justifier la position des autres échantillons de l'intrusion mafique en considérant que le triangle vert encerclé est le  $C_L$ . Ces échantillons ont un rapport Cu/Pd qui est élevé, un constat qui pourrait signifier une ségrégation précoce des sulfures, raison pour laquelle ces échantillons se retrouveraient dans le champ des roches appauvries.

Pour tester cette hypothèse, il faudrait diminuer la quantité d'EGP contenue dans le magma silicaté en enlevant une fraction du liquide sulfuré. L'équation du fractionnement à l'équilibre permet de calculer le changement dans le contenu en métaux du magma lors de la ségrégation des sulfures. Cette équation s'exprime sous la forme :  $C_F/C_L = 1/[1 + X(D-1)/100]$  où :

$C_F/C_L$  (facteur de réduction) = concentration d'un élément dans le magma fractionné divisé par la concentration d'un élément dans le magma initial

D = coefficient de partage;

X = le pourcentage poids de sulfures à ségréger.

Dans l'objectif d'avoir un facteur d'enrichissement pour les EGP similaire au restant des roches de l'intrusion mafique, le contenu en EGP du  $C_L$  doit diminuer par un facteur de 20 ; c'est-à-dire que le facteur de réduction devrait être de 0,2 en supposant que le

coefficient de partage du Pd est de 80 000. Cela implique un retrait de 0,02% de sulfures réduisant en même temps le contenu en Ni et Cu du magma, mais à un moindre volume à cause d'un coefficient de partage plus faible.

Le contenu en métaux après la ségrégation précoce de sulfures est figuré au tableau 5.5. Ce tableau exprime les coefficients de partage pour chaque élément, la concentration en métaux après fractionnement du B1 selon différents intervalles quand  $X = 0.001, 0.01$  et  $0.02$  ainsi que le rapport Cu/Pd qui augmente linéairement selon la ségrégation des sulfures. Ces derniers paramètres sont illustrés sur la figure 5.17 par des points bleus reliés entre eux par une ligne en pointillé qui définit le cheminement du  $C_L$  suivant la ségrégation des sulfures dans le magma.

**Tableau 5.5 : Modélisation de composition en métaux du  $C_L$  en utilisant l'équation du fractionnement à l'équilibre**

Élément	Cu	Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Pt	Au	Re	Cu/Pd
Cl	0,0068	0,0158	0,32	0,44	0,47	1,5	20	17	2,3	0,1	
D	1200	800	2000	5000	20000	30000	80000	80000	1000	1000	
X =0,01	0,0061	0,01	0,27	0,29	0,16	0,38	2,22	1,89	2,09	0,09	27323
X=0,001	0,0067	0,02	0,31	0,42	0,39	1,15	11,11	9,44	2,28	0,10	6047
X =0,02	0,0055	0,01	0,23	0,22	0,09	0,21	1,18	1,00	1,92	0,08	46619

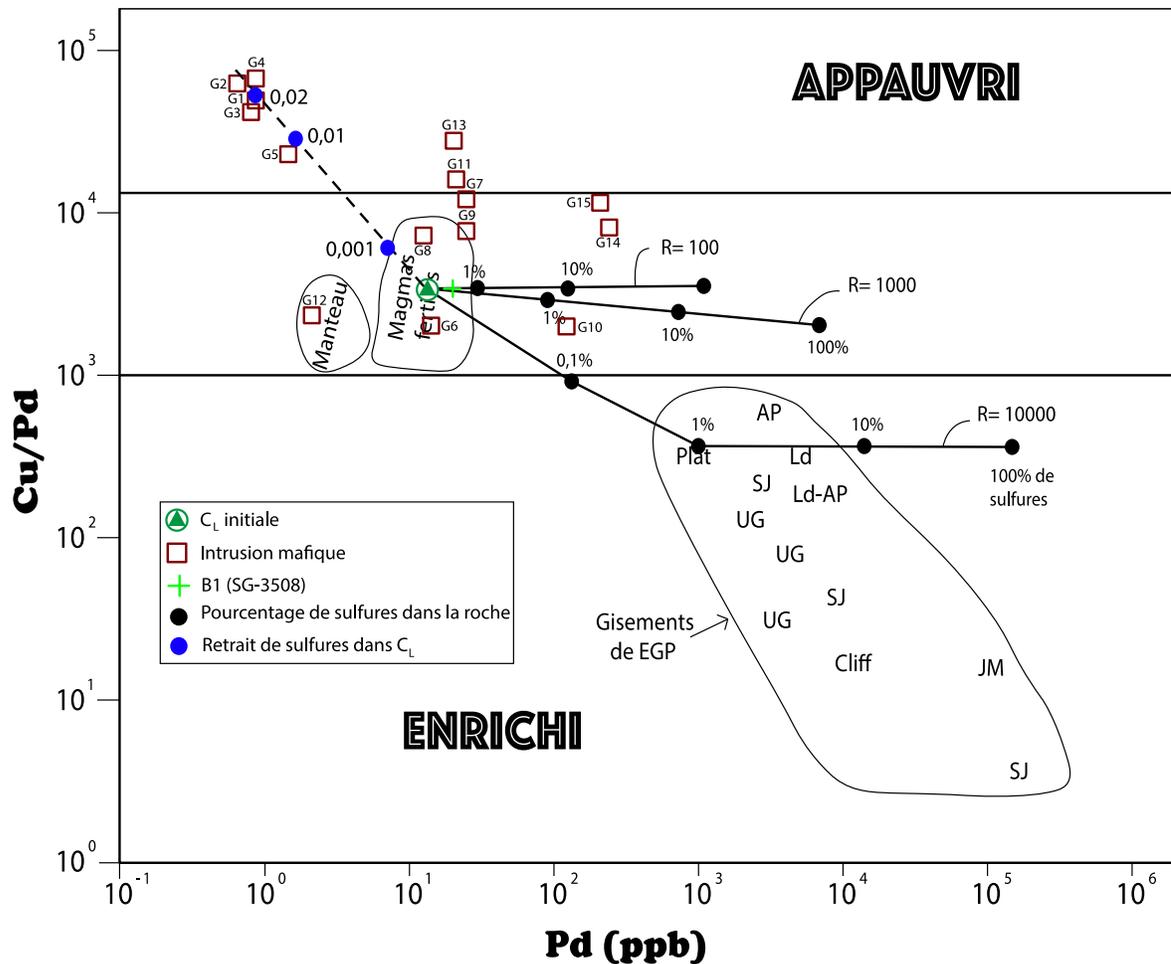


Figure 5.17 : Cu/Pd vs Pd pour la modélisation graphique du contenu en EGP des roches de l'intrusion mafique (V1).

Afin d'atteindre le ratio Cu/Pd de la majorité des échantillons de l'intrusion mafique, la quantité minimum de sulfures qui doit être enlevée est de 0,02%. Le contenu en métaux des roches sulfurées générées par ce magma appauvri dépendra donc essentiellement du R-factor et de la quantité de sulfures présents dans la roche. Les échantillons G1, 2, 3 et 4 se situent sur le point initial du magma appauvri (Fig. 5.18). Ces échantillons n'ont pas de sulfures ou très peu (trace), autant en lame mince que sur roche totale. Donc le ratio Cu/Pd et la valeur en Pd de ces échantillons pourraient très bien s'expliquer par un retrait de 0,02% de sulfures dans le magma initial.

Les échantillons G13, 11, 7 et 9 auraient un R-factor compris entre 2500 et 6500 avec un pourcentage de sulfures variant entre 0,5 et 5% (Fig. 5.18). Cette observation est réaliste pour les échantillons G11, 7 et 9, mais le pourcentage estimé de sulfures de l'échantillon G13 est plus grand que ce qui est réellement observable, donc cet échantillon proviendrait d'un magma légèrement plus appauvri. La position de G14 et 15 est compréhensible puisque c'est les échantillons contenant le plus de sulfures. Ils proviendraient du magma appauvri à  $X = 0,02$ , avec un R-factor compris entre 7000 et 9000 et un pourcentage de sulfures évalué à 4-5%.

Suivant ce raisonnement, il est possible de confirmer que les rapports interéléments permettent de réaliser une modélisation graphique en évitant les problèmes reliés au S. Le modèle montre que le basalte tholéïitique hautement magnésien, comagmatique à l'intrusion mafique, proviendrait d'un magma fertile. Il est difficile de modéliser la majorité des roches de l'intrusion mafique en considérant que B1 est le  $C_L$ . La ségrégation précoce de sulfures dans le magma initial expliquerait l'appauvrissement en métaux des roches de l'intrusion mafique, raison pour laquelle le potentiel économique de cette unité s'en retrouve affaibli à ce niveau stratigraphique.

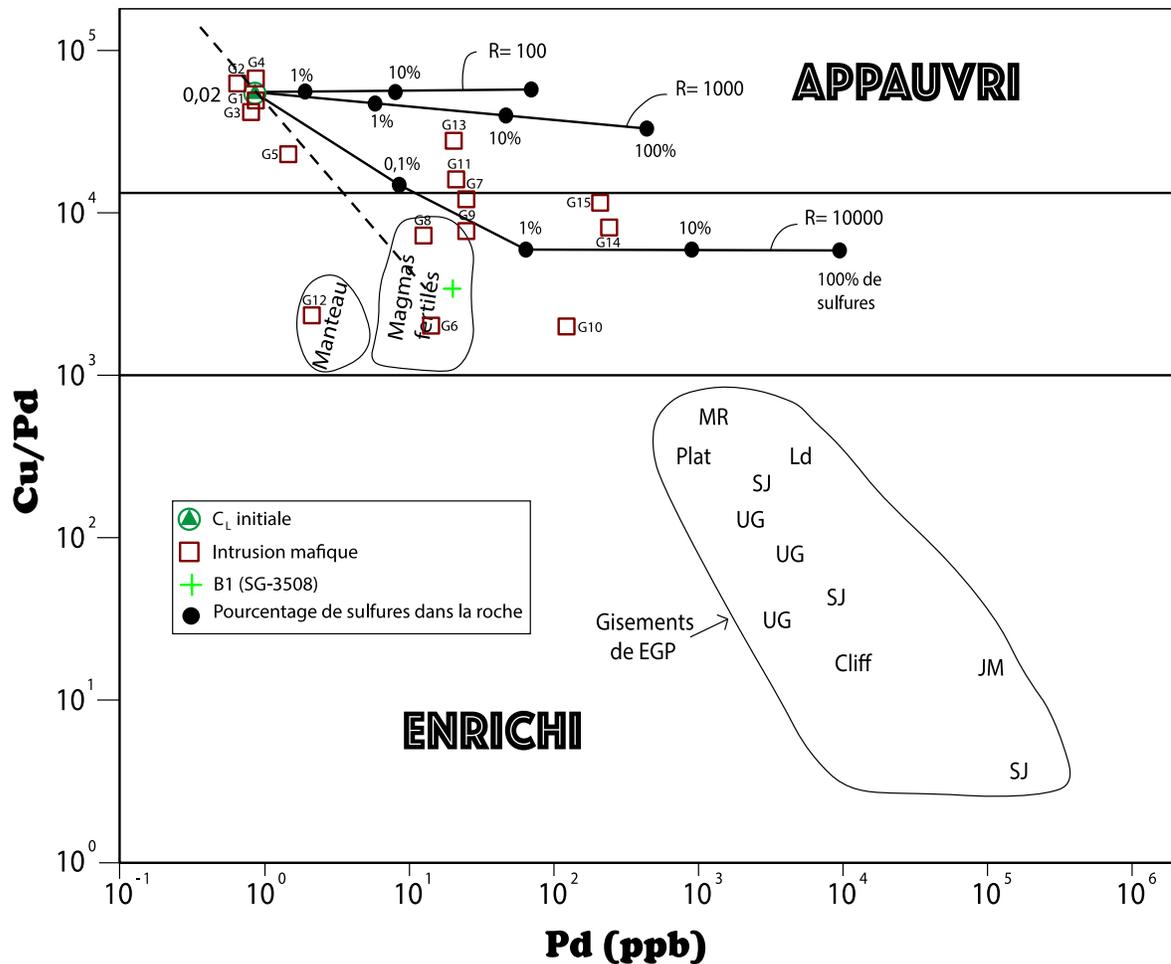


Figure 5.18 : Cu/Pd vs Pd pour la modélisation graphique du contenu en EGP des roches de l'intrusion mafique (V2).

Cette conclusion est par contre très intéressante en termes d'exploration future puisque la majeure partie des roches de l'intrusion mafique a un rapport Cu/Pd supérieur à celui du manteau et elles s'alignent sur la courbe indiquant un retrait de sulfures du liquide initial. Ce type de signature est utile puisqu'elle indique la présence possible de sulfures en dessous de ce niveau stratigraphique. Donc, au final ces observations devraient encourager une exploration vers les niveaux qui sont plus en profondeur.

# **CHAPITRE 6**

## **DISCUSSION**

Les gisements historiquement connus pour leur exploitation en Ni-Cu-EGP (Sudbury, Noril'sk, Jinchuan, Kambalda, Voisey's Bay) sont tous d'origine magmatique et de composition mafique/ultramafique. 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'accent sur des modèles magmatiques délimités en plusieurs étapes pour expliquer la formation d'un dépôt économique. En premier lieu, il faut que le magma soit primitif; c'est-à-dire un magma provenant directement du manteau selon un degré de fusion partiel élevé. Le magma doit ensuite être transporté efficacement vers la surface. Une fois mis en place dans la croûte, celui-ci doit devenir sursaturé en soufre pour permettre la précipitation des sulfures. Finalement, les concentrations en métaux dans les sulfures doivent être assez élevées afin de former un gisement. Les roches mafiques et ultramafiques de la ceinture de CC pourraient remplir les conditions mentionnées à ces étapes.

### **6.1 Nature de la source**

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) pour fusionner les sulfures du manteau et avoir une concentration en métaux suffisants dans le magma nouvellement formé. Un tel taux de fusion entraîne nécessairement la formation d'un magma primitif hautement magnésien.

Le magma à l'origine de l'intrusion mafique située au SO de CC est synvolcanique au basalte tholeiitique. Ce basalte relativement riche en MgO a un Mg# moyen de 58. Les roches qui composent l'intrusion mafique 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. Les phases dominantes des roches de l'intrusion mafique sont l'amphibole et le plagioclase. Le calcul de la norme CIPW suggère aussi que l'olivine devrait être présente dans plusieurs lames et que la nature primitive de ces roches est justifiée.

Les komatiites ont un Mg# pouvant atteindre 90,5, ce qui indique que ces roches proviennent d'un magma ultramafique hautement magnésien. La forte concentration en MgO associée à la présence de reliques d'olivines dont la teneur en Fo est élevée (malgré un métamorphisme intense) témoigne de la nature ultramafique de cette unité. Sachant que d'après plusieurs auteurs (Arndt, 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 CC correspondrait au modèle idéal pour la formation de dépôt économique de Ni-Cu-EGP. Car, comme mentionné par Kerrich et al

(2005) la majeure partie des dépôts de sulfures magmatiques est localisée à proximité des marges de blocs cratoniques. Deux principales raisons ont été avancées par Maier et Groves (2011) pour expliquer ces observations :

- À l'intérieur des cratons, la lithosphère est beaucoup plus épaisse que sur les marges où elle est relativement mince. Par conséquent l'accès vers la surface de la plume est facilité en bordure de craton. Comme l'ascension du magma est plus rapide à cet endroit, il est plus probable qu'un gisement se forme proche de la surface, là où il sera accessible.

- Les marges cratoniques subissent des contraintes importantes durant le tectonisme régional, ce qui permet de créer plusieurs points de dilatation et donc des failles (conduits) permettant au magma de remonter facilement vers la surface.

## 6.2 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 appauvri 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 (Voisey's Bay, Naldrett et al., 1996) sont favorables à la mise en place d'un gisement magmatique.

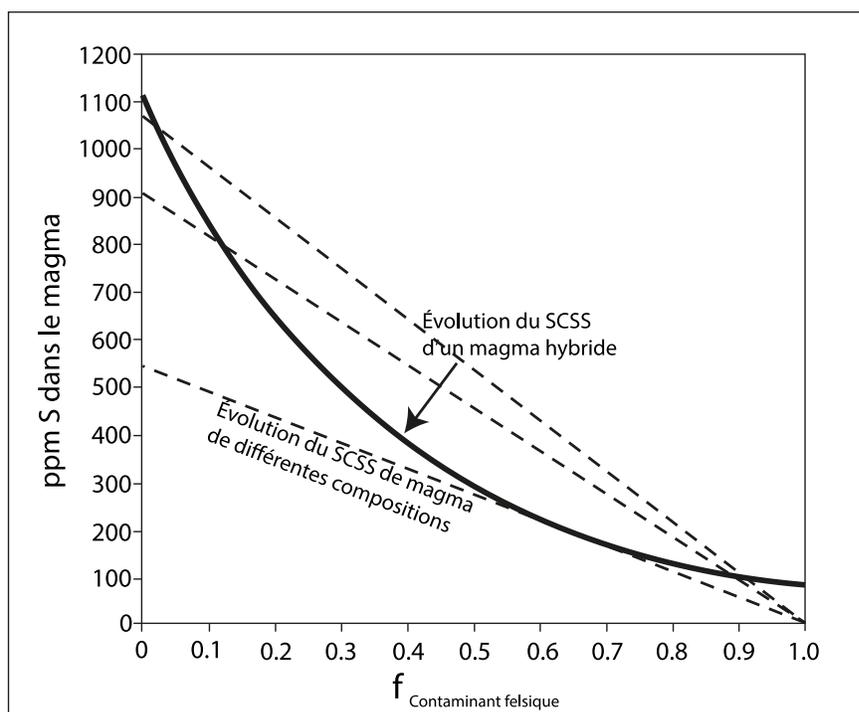
Le modèle d'interprétation géodynamique de la mise en place des laves ultramafiques et des intrusions mafiques/ultramafiques fondé sur la nature des magmas et l'étude des éléments traces suggère que ces unités se sont formées lors d'une ouverture. Ce type d'environnement est favorable à une remontée rapide du magma vers la surface. La région d'étude comporte deux zones de déformation importantes ; la ZCLC et la ZCRN. La plus importante est la ZCLC qui matérialise la limite entre les sous-provinces du Nemiscau et celle de l'Opatoca et qui aurait pu servir de conduit pour l'ascension du magma.

### 6.3 Contamination

Les études tirées de certains gisements magmatiques de nickel, comme ceux de Noril'sk, de Sudbury, de Thompson (Duran et al., 2017), du complexe de Duluth (Samalens, 2017), Muskox (Barnes et Francis, 1995) et de Kambalda (Leshner et Arndt, 1995) suggèrent que les liquides sulfurés nickélicifères 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. 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. Cette composante felsique pourrait être un contaminant qui affecterait la solubilité du soufre de ces roches. 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. 6.1). Aussi, la modélisation géochimique utilisant comme source les "Al undepleted" komatiites a permis de montrer que les basaltes tholéitiques de CC ont subi de la contamination par l'intermédiaire des vieilles intrusions felsiques (AROD).



**Figure 6.1 : Diagramme binaire 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. Les lignes en tirets représentent l'évolution du SCSS de magma de différentes composition et la ligne pleine est l'évolution du SCSS d'un magma hybride. Modifié de Li et Ripley (2005).**

#### 6.4 Enrichissement du magma

Comme mentionné par beaucoup d'auteurs (Campbell et Naldrett, 1979; Ripley et al., 2003) le volume de sulfures et/ou la teneur de la minéralisation ne sont pas cohérents avec

le volume des roches mafiques/ultramafiques qui sont associées. Ils en ont conclu que les gouttelettes de liquide sulfuré ont interagi avec un volume de magma plus important, autrement dit un R-factor était élevé.

La modélisation graphique utilisant les rapports interéléments a montré que la majorité des échantillons du projet ont un R-factor faible et ils proviennent d'une source appauvrie. Ceci suggère que les gouttelettes de sulfures n'ont pas interagi avec un volume significatif de magma et que le liquide initial ayant généré ces roches était appauvri.

## **CHAPITRE 7**

### **CONCLUSION**

Le but du projet était de classifier les roches mafiques et ultramafiques de la ceinture volcanosédimentaire de CC et d'évaluer leur potentiel 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 CC est une komatiite. Plusieurs critères de terrain distinctifs d'une coulée komatiite sont associés à ces roches. 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 observée. La texture spinifex qui constitue un des meilleurs critères pour la reconnaissance d'une coulée komatiitique a été retrouvée sur des surfaces bien exposées. Des coulées en forme de tubes qui montrent les mêmes caractéristiques morphologiques que celles des komatiites de Spinifex Ridge ont été trouvées sur certains affleurements.

La chimie minérale, spécifiquement la chimie des olivines ne supporte pas nécessairement les observations de terrains. Les olivines fraîches provenant de coulées

komatiitiques ont un contenu en Fo compris entre 94 et 90, alors que les olivines analysées dans cette étude ont un Fo moyen de 84.1, ce qui est proche de la valeur des olivines altérées dans les komatiites. La chimie sur roche totale supporte l'argument des komatiites. Les roches ont une teneur en MgO > 18% et une teneur en TiO<sub>2</sub> < 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. De plus, ces diagrammes indiquent que les komatiites de CC sont des "Al undepleted" komatiites.

Les concentrations en EGP des komatiites 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 élevé dans des conditions qui ont permis à tous les sulfures du manteau d'être dissous dans le magma nouvellement formé. Les komatiites sont normalement une cible pour un dépôt de Ni. Cependant, les roches analysées n'ont pas atteint la saturation en sulfures. Donc l'exploration dans cette région devrait être focalisée dans les zones où les komatiites et les sédiments sont en contact.

Les roches mafiques à intermédiaires qui se trouvent dans la portion NE de la ceinture de CC sont différenciées en passant de la gabbro-norite à olivine, à la diorite jusqu'à la tonalite. Ces roches appartiennent à la série magmatique des tholéiites riches en Fe. L'étude pétrographique permet de comprendre que ces roches sont le produit d'un magma fractionné/évolué. Les diagrammes 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 indique que cette unité provient d'une série magmatique différente de celle qui a généré les komatiites. Les

tholéïtes riches en Fe ont le potentiel de contenir des dépôts de V et Ti et cette unité contient une roche dont la teneur maximale en V est de 400 ppm, ce qui en fait une bonne cible pour une exploration plus approfondie.

## **Portion SO de la ceinture de Colomb-Chaboulié**

L'unité Acch1 qui s'étend sur le long de la ceinture de CC forme 60% de la masse de celle-ci. Il s'agit d'un basalte tholéïtique finement grenus 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 un contenu en MgO variant de 4,48 à 11,71 dont la valeur moyenne est de 7,87. Les classifications utilisant les éléments majeurs ainsi que les diagrammes de terres rares et multiéléments suggèrent que les basaltes sont affiliés aux tholéïtes riches en Mg.

La mélagabbronorite est localisée exclusivement dans la portion SO de la ceinture de CC à la base de l'intrusion mafique. Elle est d'apparence massive, homogène et équi-granulaire. Ces roches nommées antérieurement «pyroxénite» sont composées majoritairement d'amphiboles, de chlorite et d'un peu de plagioclase.

L'intrusion mafique montre plusieurs caractéristiques qui sont importantes à la compréhension générale de la mise en place des unités qui composent la ceinture de CC. Les roches de l'intrusion mafique 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 mafique par le programme MELTS a permis de trouver la nature de cette unité. Le modèle réalisé en prenant comme liquide primitif le basalte tholéiitique de l'unité Acch 1 suggère que l'intrusion mafique serait co-magmatique au basalte tholéiitique hautement magnésien et qu'un simple processus de cristallisation fractionné expliquerait la différenciation magmatique au sein de l'intrusion. Suivant le même modèle, la mélagabbronorite aurait été mise en place suite à l'injection d'un autre liquide mafique dans la croûte continentale. Il y aurait donc eu plusieurs épisodes d'injections magmatiques qui justifieraient la stratigraphie observée dans ce secteur.

La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés avec une proportion modale variant de 5 à 10% pour les roches qui ont fourni des teneurs indicelles en Ni, Cu et/ou EGP. Les sulfures répertoriés sont la pyrrhotite (60%), la chalcopryrite (30%), la pentlandite (10%) et la pyrite (tr). La zone minéralisée qui a donné des bonnes valeurs métalliques est localisée proche du contact entre les roches gabbroïques et la mélagabbronorite.

Les rapports interéléments confirment que les basaltes sont classifiés comme des basaltes riches en MgO (dans le champ des magmas fertiles) et les roches provenant de l'intrusion mafique se retrouvent dans le champ des intrusions stratifiées. Le diagramme Cu/Pd vs Pd et la valeur des métaux montrent le liquide basaltique est fertile, mais que les roches collectées de l'intrusion mafique sont appauvries. Donc le potentiel économique des

roches est faible à ce niveau stratigraphique, mais des sulfures ont pu s'accumuler à un plus bas niveau.

## 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.

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

Arndt, N., Lesher, M., & Barnes, S., 2008. *Komatiite* (p. 487). Cambridge university press.

Asimow, P.D. and Ghiorso, M.S., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9-10), pp.1127-1132.

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., 1985. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos*, 18, pp.241-270.

Barnes, S.J. and Naldrett, A.J., 1986. Variations in platinum group element concentrations in the Alexo mine komatiite, Abitibi greenstone belt, northern Ontario. *Geological Magazine*, 123(5), pp.515-524.

Barnes, S.J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.P., Often, M., Pedersen, R.B. and Robins, B., 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In *Geo-platinum 87* (pp. 113-143). Springer, Dordrecht.

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., Picard, C., Giovenazzo, D. and Tremblay, C., 1992. The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. *Australian Journal of Earth Sciences*, 39(3), pp.335-347.

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.

Bédard, L.P., Savard, D. and Barnes, S.J., 2008. Total sulfur concentration in geological reference materials by elemental infrared analyser. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(2), pp.203-208.

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.

Benn, K., Sawyer, E.W. and Bouchez, J.L., 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11), pp.2429-2444.

Bickle, M. J., Nisbet, E. G., & Martin, A., 1994. Archean greenstone belts are not oceanic crust. *The Journal of Geology*, 102(2), 121-137.

Bodinier, J.L. and Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on geochemistry*, 2, p.568.

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.

Campbell, I.H. and Griffiths, R.W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1-2), pp.79-93.

Campbell, I.H., 2007. Testing the plume theory. *Chemical Geology*, 241(3-4), pp.153-176.

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).

Carlson, R.W., 1991. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38(5), pp.525-544.

Cattell, A. and Arndt, N., 1987. Low-and high-alumina komatiites from a Late Archaean sequence, Newton Township, Ontario. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2), pp.218-227.

Cawthorn, R.G., 1996. *Layered intrusions* (Vol. 15). Elsevier.

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.

Cox, K.G., 1983. The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. In *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 139-157). Shiva Nantwich.

Cox, K.G. and Hawkesworth, C.J., 1984. Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan Traps. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 310(1514), pp.627-641.

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.

De Hoog, J.C., Gall, L. and Cornell, D.H., 2010. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1-4), pp.196-215.

Dilek, Y. and Eddy, C.A., 1992. The Troodos (Cyprus) and Kizildag (S. Turkey) ophiolites as structural models for slow-spreading ridge segments. *The Journal of Geology*, 100(3), pp.305-322.

Dilek, Y. and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Bulletin*, 123(3-4), pp.387-411.

Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2), pp.93-100.

Duran, C.J., Barnes, S.J., Pleše, P., Prašek, M.K., Zientek, M.L. and Pagé, P., 2017. Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 90, pp.326-351.

Echeverria, L.M., 1982. Komatiites from Gorgona Island, Colombia. *Komatiites*, pp.199-209.

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.

Eissen, J.P., Juteau, T., Joron, J.L., Dubre, B., Humler, E. and Al'Mukhamedov, 1989. Petrology and geochemistry of basalts from the Red Sea axial rift at 18 North. *Journal of Petrology*, 30(4), pp.791-839.

Erlank, A.J. ed., 1984. Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province: National Geodynamics Programme Sponsored by the South African Council for Scientific and Industrial Research. Geological Society of South Africa.

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).

Gualda, G.A., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V. and Carley, T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), pp.875-890.

Harker, A. and Clough, C.T., 1904. *The Tertiary igneous rocks of Skye*. HM Stationery Office.

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

Hart, S.R. and Zindler, A., 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology*, 57(3-4), pp.247-267.

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

Hawkesworth, C., Mantovani, M. and Peate, D., 1988. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism. *Journal of Petrology*, (1), pp.205-223.

Hergt, J.M., Peate, D.W. and Hawkesworth, C.J., 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1-3), pp.134-148.

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.

Huppert, H.E., Stephen, R. and Sparks, J., 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(4), pp.371-386.

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.

KERR, A., 2001. The calculation and use of sulfide metal contents in the study of magmatic ore deposits: a methodological analysis. *Exploration and Mining Geology*, 10(4), pp.289-301.

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 Groves, D.I., 1986. Controls on the formation of komatiite-associated nickel-copper sulfide deposits. In *Geology and metallogeny of copper deposits* (pp. 43-62). Springer, Berlin, Heidelberg.

Leshner, C.M., 1989. Komatiite-associated nickel sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 4, pp.45-101.

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 Burnham, O.M., 2001. Multicomponent elemental and isotopic mixing in Ni–Cu–(PGE) ores at Kambalda, Western Australia. *The Canadian Mineralogist*, 39(2), pp.421-446.

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.

Leshner, C.M. and Keays, R.R., 2002. Komatiite-associated Ni–Cu–(PGE) deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum*, 54, pp.579-618.

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.

Lightfoot, P.C., Naldrett, A.J., Gorbachev, N.S., Doherty, W. and Fedorenko, V.A., 1990. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(6), pp.631-644.

McCallum, I.S., 1996. The stillwater complex. In *Developments in Petrology* (Vol. 15, pp. 441-483). Elsevier.

Macdougall, J.D. ed., 1988. *Continental flood basalts* (Vol. 3). Springer Science & Business Media.

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., 1986. The Upper Critical Zone of the Bushveld Complex and the origin of Merensky-type ores. *Economic Geology* 81.5: 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., 1997. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: Implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3), pp.283-315.

Naldrett, A.J., 2004. Geology, geochemistry and exploration.

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

Nesbitt, R.W., Sun, S.S. and Purvis, A.C., 1979. Komatiites; geochemistry and genesis. *The Canadian Mineralogist*, 17(2), pp.165-186.

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.

O'Hanley, D.S., 1997. Serpentinites and rodingites as records of metasomatism and fluid history. *Oxford monographs on geology and geophysics*, 35(1), pp.164-175.

O'Neil, J., Maurice, C., Stevenson, R.K., Larocque, J., Cloquet, C., David, J. and Francis, D., 2007. 4 The Geology of the 3.8 Ga Nuvvuagittuq (Porpoise Cove) Greenstone Belt, Northeastern Superior Province, Canada. *Developments in Precambrian Geology*, 15, pp.219-250.

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.

Parsons, I. and Becker, S.M., 1987. Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken intrusion. In *Origins of igneous layering* (pp. 29-92). Springer, Dordrecht.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 8, pp.525-548.

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.

Pedreira Pérez, R., 2017. *La Suite mafique-ultramafique de Nuvulialuk: une nouvelle séquence ophiolitique dans l'arrière-pays de la Zone Noyau du sud-est de la Province de Churchill (Québec)* (Doctoral dissertation, Université du Québec à Chicoutimi).

Pelletier, J-D., 2013. Étude comparative de la signature géochimique d'olivines d'origines diverses par LA-ICP-MS (Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi).

Pirajno, F., 2007. Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems. *Episodes*, 30(1), p.6.

Prabhakar, B.C. and Namratha, R., 2014. Morphology and textures of komatiite flows of JC Pura schist belt, Dharwar craton. *Journal of the Geological Society of India*, 83(1), pp.13-20.

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.

Renner, R., Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J. and Cameron, W.E., 1994. Komatiite flows from the reliance formation, Belingwe Belt, Zimbabwe: I. Petrography and mineralogy. *Journal of Petrology*, 35(2), pp.361-400.

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.

Richards, M.A., Duncan, R.A. and Courtillot, V.E., 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. *Science*, 246(4926), pp.103-107.

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.

Rollinson, H., 1999. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp.86-101.

Samalens, N., Barnes, S.J. and Sawyer, E.W., 2017. The role of black shales as a source of sulfur and semimetals in magmatic nickel-copper deposits: Example from the Partridge River Intrusion, Duluth Complex, Minnesota, USA. *Ore Geology Reviews*, 81, pp.173-187.

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

Sawyer, E.W. and Benn, K., 1993. Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15(12), pp.1443-1458.

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.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), pp.313-345.

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., Viljoen, R.P. and Pearton, T.N., 1982. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. In *Komatiites* (pp. 53-79). Allen and Unwin London.

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.

Wager, L.R. and Brown, G.M., 1967. *Layered igneous rocks*. WH Freeman.

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.

Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.S.W., Knight, R.J. and Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(15), pp.3677-3704.

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

# **ANNEXE A : GÉOCHIMIE SUR ROCHE TOTALE**

Échantillon	Nom	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	Total
Unité de mesure		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Méthode d'analyse		XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	XFR	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	
U1	16-DT-5501-A	44,91	5,36	6,68	1,00	37,38	0,13	2,54	0,03	0,11	0,23	<LoD	0,49	9,72	98,86
U2	16-DT-5502-A1	45,14	5,35	8,26	1,24	34,22	0,17	4,10	0,05	0,05	0,38	<LoD	0,45	7,00	99,39
U3	15-YD-2141-A	47,28	4,30	6,72	1,01	33,86	0,15	5,29	0,03	0,18	0,19	0,01	0,29	7,77	99,33
K1	16-DT-5525-A	48,84	5,81	6,92	1,04	30,04	0,12	5,58	0,06	0,46	0,24	0,02	0,33	6,73	99,47
K2	16-DT-5526-A	48,41	4,71	7,80	1,17	29,74	0,16	6,63	0,13	0,21	0,20	<LoD	0,41	6,23	99,57
U4	16-DT-5526-B	43,81	5,42	9,09	1,36	33,92	0,18	4,73	0,07	0,36	0,22	0,02	<LoD	8,51	99,18
U5	16-DT-5527-A	46,10	5,87	6,87	1,03	33,37	0,14	5,08	0,08	0,24	0,26	0,01	0,33	7,38	99,37
U6	16-DT-5528-A	44,12	7,90	5,85	0,88	35,40	0,15	3,88	0,06	0,01	0,39	0,03	0,27	9,52	98,96
B1	16-SG-3508-A	50,06	16,46	8,06	1,61	8,35	0,32	12,35	1,54	0,28	0,84	0,05	0,06	1,41	99,97
B2	16-DT-5548-A	55,46	16,56	8,91	1,78	4,49	0,52	9,57	1,82	0,21	0,49	0,03	0,04	2,25	99,89
ME1	16-DT-5581-A1	48,31	15,83	8,93	1,79	13,42	0,17	9,86	0,91	0,21	0,38	0,02	0,04	2,51	99,88
GE1	16-DT-5579-A	49,97	14,11	14,05	2,81	4,08	0,24	8,16	3,37	0,90	2,10	0,19	<LoD	0,35	99,99
GE2	16-DT-5582-A	52,90	12,81	11,55	2,31	6,34	0,18	9,60	2,49	0,22	1,43	0,12	0,01	1,03	99,97
GE3	16-DT-5585-A	62,27	10,67	11,78	2,36	0,98	0,20	7,14	2,51	0,39	1,29	0,40	0,01	0,49	99,99
GE4	16-DT-5586-A1	50,05	11,16	16,54	3,31	3,50	0,28	8,75	2,46	1,09	2,74	0,11	<LoD	0,21	100,00
GE5	16-DT-5587-A	48,67	15,04	8,06	1,61	11,87	0,17	12,31	1,07	0,29	0,66	0,04	0,14	2,40	99,92
BE1	16-DT-5520-A	53,71	14,40	7,15	1,43	7,22	0,16	10,16	3,96	0,28	0,92	0,55	0,04	1,06	99,98
M1	16-DT-5534-A	51,97	6,72	9,17	1,83	16,61	0,24	11,77	0,60	0,44	0,54	0,01	0,06	1,67	99,97
M2	16-DT-5565-A	52,27	6,22	10,41	2,08	18,37	0,23	9,08	0,54	0,22	0,46	<LoD	0,07	1,69	99,95
M3	16-DT-5564-A	51,47	6,56	10,32	2,06	16,99	0,22	10,69	0,67	0,02	0,85	0,05	0,03	1,54	99,94
M4	16-DT-5573-A	48,29	11,09	11,01	2,20	18,07	0,23	7,13	1,09	0,47	0,22	0,02	0,05	2,80	99,88
G1	16-DT-5505-A	47,71	28,62	2,70	0,54	2,80	0,05	15,33	1,99	0,07	0,17	0,01	0,01	0,67	99,98
G2	16-DT-5505-B	47,55	30,35	2,14	0,43	3,41	0,04	14,72	0,88	0,20	0,16	<LoD	0,03	3,12	99,91
G3	16-DT-5509-A1	48,21	28,80	2,31	0,46	2,12	0,04	15,13	2,46	0,13	0,29	0,02	0,02	0,53	99,99
G4	16-DT-5511-A	47,12	24,88	4,95	0,99	5,45	0,10	13,74	2,02	0,17	0,52	0,02	0,03	1,04	99,99
G5	16-DT-5512-A	47,81	27,84	2,85	0,57	2,59	0,06	16,00	1,74	0,22	0,27	0,02	0,03	0,51	99,99
G6	16-DT-5530-A	46,05	23,89	5,51	1,10	6,64	0,10	14,49	1,53	0,39	0,28	<LoD	0,01	0,85	99,99
G7	16-DT-5532-A	47,79	22,75	7,30	1,46	5,37	0,10	12,12	2,43	0,14	0,43	0,05	0,02	1,53	99,96
G8	16-DT-5532-B	48,94	22,26	6,65	1,33	5,49	0,10	13,31	1,40	0,01	0,40	<LoD	0,02	2,28	99,90
G9	16-DT-5540-A	51,67	15,02	6,96	1,39	12,22	0,16	10,62	1,25	0,08	0,42	0,04	0,12	1,42	99,96
G10	16-DT-5553-A	45,71	22,89	5,92	1,18	7,97	0,10	13,29	1,62	0,09	0,40	0,03	0,75	1,58	99,95
G11	16-DT-5554-A	50,25	14,47	10,46	2,09	8,47	0,20	10,76	2,25	0,24	0,71	0,06	0,01	1,24	99,97

G12	16-DT-5570-A	49,37	22,76	5,08	1,02	5,30	0,11	12,21	3,17	0,17	0,77	<LoD	0,01	0,80	99,98
G13	16-DT-5576-A	48,57	21,37	5,63	1,13	7,40	0,11	12,48	2,25	0,64	0,27	0,01	0,13	0,94	99,99
G14	15-SM-5164-A1	51,26	14,76	9,01	1,80	8,43	0,18	11,29	2,42	0,22	0,55	0,04	0,02	0,92	99,97
G15	15-RP-6138-A	49,09	18,14	7,94	1,59	9,11	0,13	11,58	1,74	0,23	0,31	<LoD	0,10	1,53	99,96
U7	15-AN-3160-A	46,50	9,49	9,84	1,48	29,00	0,14	4,02	0,16	0,03	0,40	0,03	0,38	8,29	101,48
U8	15-DB-1085-A	45,32	5,46	9,24	1,39	35,88	0,13	3,29	0,02	0,00	0,17	0,01	0,48	10,17	101,39
U10	15-SM-5199-A	52,55	4,51	9,41	1,41	24,70	0,16	7,85	0,26	0,02	0,18	0,02	0,34	4,07	101,41
U11	15-YD-2140-A	48,91	3,91	8,46	1,27	33,04	0,14	5,05	0,07	0,02	0,15	0,02	0,23	9,59	101,27
U12	15-DB-1096-A	42,61	5,86	12,21	1,83	37,95	0,16	0,36	0,07	0,10	0,24	0,01	0,44	14,20	101,83
archean kom	georem	47,53	7,06	10,64	1,60	27,54	0,19	6,49	0,19	0,02	0,31	0,03	0,00	5,24	101,60
B3	15-SM-5156	54,22	14,86	7,03	1,76	7,65	0,17	9,94	3,19	0,39	0,73	0,03	0,03	1,06	100,00
B4	15-DB-1057	51,46	8,76	10,74	2,69	11,71	0,24	11,27	1,65	0,45	0,89	0,05	0,09	1,11	100,00
B5	SG-3510	54,71	14,99	6,74	1,68	9,78	0,17	9,27	1,84	0,21	0,51	0,02	0,07	1,15	100,00
B6	15-YD-2110	55,35	17,04	6,11	1,53	7,58	0,19	9,01	2,40	0,22	0,53	0,02	0,04	1,25	100,00
B7	AN-3046	52,73	14,16	8,29	2,07	8,23	0,28	10,54	2,86	0,17	0,61	0,02	0,05	0,94	100,00
B8	DB-1048	54,45	16,17	6,47	1,62	6,66	0,32	12,20	1,24	0,19	0,58	0,03	0,07	0,75	100,00
B9	15-YD-2037	54,33	12,72	10,81	2,70	6,34	0,23	9,71	1,82	0,25	1,03	0,04	0,01	0,86	100,00
W-2a Meas	Matériau de référence	52,07	15,18	10,69		6,31	0,16	11,09	2,18	0,61	1,06	0,13	0,01		
W-2a Cert	Matériau de référence	52,4	15,4	10,7		6,37	0,163	10,9	2,14	0,626	1,06	0,13	0,01		
SY-4 Meas	Matériau de référence	50,09	20,04	6,09		0,5	0,11	8,13	6,86	1,63	0,27	0,1			
SY-4 Cert	Matériau de référence	49.9	20.69	6.21		0.54	0.108	8.05	7.10	1.66	0.287	0.131			
BIR-1a Meas	Matériau de référence	48,88	15,88	11,45		9,67	0,17	13,64	1,84	0,02	0,98	0,01			
BIR-1a Cert	Matériau de référence	47.96	15.50	11.30		9.700	0.175	13.30	1.82	0.030	0.96	0.021			
Method Blank	BLANK	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,002	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01

Échantillon	Na2O(%)	MgO(%)	Al2O3(%)	P2O5(%)	K2O(%)	CaO(%)	TiO2(%)	MnO(%)	Fe2O3(%)	Zr_ppm_m90	
KPT(teneurs acceptées)	2,61	4,3	14,41	0,17	1,65	6,89	0,9	0,14	12,24	158,1	
KPT (incertitudes)	0,05	0,07	0,2	0,01	0,03	0,11	0,02	0,01	0,17	2,2	
GM_Tague_38	2,550%	4,182%	14,213%	0,1728%	1,576%	6,851%	0,938%	0,145%	12,263%	<b>177,00</b>	
Échantillon	Ag_ppm_m107	As_ppm_m75	Au_ppm_m197	Ba_ppm_m138	Bi_ppm_m209	Cd_ppm_m111	Ce_ppm_m140	Co_ppm_m59	Cr_ppm_m52	Cs_ppm_m133	Cu_ppm_m63
KPT(teneurs acceptées)	0,79	2,21	0,04	465	0,95	0,44	55,7	78,9	152,2	4,42	1112
KPT (incertitudes)	COMPIL	COMPIL	0,02	15	0,07	COMPIL	0,8	5,6	2,2	0,08	102
GM_Tague_38	<b>0,52</b>	<b>1,96</b>	0,03	<b>467,12</b>	<b>0,66</b>	<b>0,50</b>	<b>54,69</b>	<b>78,01</b>	<b>179,72</b>	<b>3,83</b>	<b>1 199,33</b>
Échantillon	Dy_ppm_m163	Er_ppm_m167	Eu_ppm_m153	Ga_ppm_m71	Gd_ppm_m157	Ge_ppm_m72	Hf_ppm_m178	Ho_ppm_m165	In_ppm_m115	La_ppm_m139	Lu_ppm_m175
KPT(teneurs acceptées)	4,47	2,72	1,24	18,2	4,6	1,4	4,41	0,95	0,11	26,91	0,42
KPT (incertitudes)	0,05	0,03	0,02	0,2	0,05	COMPIL	0,08	0,01	COMPIL	0,32	0,01
GM_Tague_38	<b>4,42</b>	<b>2,79</b>	<b>1,21</b>	<b>18,45</b>	<b>4,74</b>	<b>1,14</b>	<b>4,53</b>	<b>0,93</b>	<b>0,15</b>	<b>26,44</b>	<b>0,41</b>
Échantillon	Mo_ppm_m95	Nb_ppm_m93	Nd_ppm_m146	Ni_ppm_m61	Pb_ppm_m208	Pr_ppm_m141	Rb_ppm_m85	Sc_ppm_m45	Sb_ppm_m121	Sm_ppm_m147	Sn_ppm_m120
KPT(teneurs acceptées)	1,72	8,48	24,64	1093	81,07	6,39	61,5	24,84	10,01	4,9	19,13
KPT (incertitudes)	0,12	0,15	0,24	72	0,99	0,06	0,6	0,3	0,03	0,05	0,38
GM_Tague_38	<b>2,18</b>	<b>7,78</b>	<b>24,80</b>	<b>1 269,01</b>	<b>64,23</b>	<b>6,16</b>	<b>56,52</b>	<b>27,29</b>	<b>10,22</b>	<b>4,97</b>	<b>15,18</b>
Échantillon	Sr_ppm_m88	Ta_ppm_m181	Tb_ppm_m159	Tl_ppm_m205	Tm_ppm_m169	U_ppm_m238	V_ppm_m51	W_ppm_m184	Y_ppm_m89	Yb_ppm_m172	Zn_ppm_m66
KPT(teneurs acceptées)	261	0,6	0,74	0,54	0,41	1,76	197,2	1,14	25,82	2,69	120,2
KPT (incertitudes)	2,2	0,02	0,01	0,01	0	0,02	1,8	0,21	0,31	0,03	1,8
GM_Tague_38		<b>0,54</b>	<b>0,70</b>	<b>0,01</b>	<b>0,41</b>	<b>1,76</b>	<b>202,54</b>	<b>1,39</b>	<b>24,68</b>	<b>2,72</b>	<b>103,54</b>

Échantillon	Nom	%AN	Q	%An	Feldspath	Diopside	Hypersthene	Pyroxène	Olivine	Magnétite	Ilménite	Mg#
U1	16-DT-5501-A	97,91	0,00	11,70	11,95	0,00	29,36	29,36	56,24	0,97	0,30	89,82
U2	16-DT-5502-A1	96,94	0,00	13,35	13,77	4,59	27,69	32,28	51,96	1,22	0,50	86,71
U3	15-YD-2141-A	97,62	0,00	10,36	10,62	11,32	31,05	42,37	44,76	0,99	0,25	88,81
K1	16-DT-5525-A	96,35	0,00	13,49	14,00	10,11	39,65	49,75	32,28	1,03	0,32	87,24
K2	16-DT-5526-A	90,89	0,00	11,09	12,20	16,18	34,62	50,80	34,39	1,16	0,27	85,72
U4	16-DT-5526-B	95,52	0,00	12,55	13,14	7,43	14,56	21,99	61,23	1,33	0,29	85,46
U5	16-DT-5527-A	95,42	0,00	13,99	14,66	7,63	26,05	33,68	48,97	1,01	0,34	88,44
U6	16-DT-5528-A	97,25	0,00	17,68	18,18	0,00	23,98	23,98	55,56	0,85	0,50	90,51
B1	16-SG-3508-A	72,89	0,60	37,39	51,30	19,13	24,34	43,46	0,00	1,69	1,18	61,03
B2	16-DT-5548-A	69,02	11,84	37,31	54,06	8,93	21,23	30,16	0,00	1,91	0,70	43,24
ME1	16-DT-5581-A1	82,49	0,00	38,20	46,30	8,17	32,84	41,01	9,03	1,86	0,53	69,43
GE1	16-DT-5579-A	40,64	0,00	21,32	52,46	15,25	16,30	31,55	4,07	3,02	3,01	30,50
GE2	16-DT-5582-A	50,85	4,88	23,66	46,52	19,41	23,10	42,50	0,00	2,47	2,04	45,34
GE3	16-DT-5585-A	42,56	25,26	17,60	41,36	13,59	11,99	25,58	0,00	2,60	1,89	11,16
GE4	16-DT-5586-A1	42,30	2,80	17,03	40,26	22,30	19,98	42,28	0,00	3,64	4,01	24,22
GE5	16-DT-5587-A	78,65	0,00	35,28	44,86	20,29	22,56	42,84	7,91	1,68	0,92	69,01
BE1	16-DT-5520-A	36,79	0,00	20,55	55,87	20,76	16,16	36,92	1,67	1,48	1,27	60,42
M1	16-DT-5534-A	72,70	0,00	14,26	19,61	34,98	39,02	74,00	1,13	1,90	0,75	73,26
M2	16-DT-5565-A	74,14	0,27	13,79	18,60	24,73	52,44	77,17	0,00	2,03	0,64	72,75
M3	16-DT-5564-A	71,15	0,18	14,78	20,78	30,20	45,29	75,49	0,00	2,15	1,18	71,35
M4	16-DT-5573-A	71,02	0,00	23,57	33,19	8,86	29,90	38,76	23,22	1,77	0,30	71,28
G1	16-DT-5505-A	79,42	0,00	68,42	86,15	5,64	2,63	8,26	4,38	0,56	0,23	61,05
G2	16-DT-5505-B	90,24	3,24	72,75	80,62	0,00	12,20	12,20	0,00	0,45	0,22	70,66
G3	16-DT-5509-A1	76,21	0,00	66,53	87,30	6,16	0,00	6,16	4,19	0,48	0,40	58,13
G4	16-DT-5511-A	76,28	0,00	57,89	75,89	7,72	2,19	9,91	11,42	1,03	0,72	62,47
G5	16-DT-5512-A	81,21	0,00	67,28	82,84	9,36	3,52	12,88	1,97	0,59	0,37	57,87
G6	16-DT-5530-A	82,74	0,00	56,73	68,56	11,68	0,00	11,68	14,86	1,14	0,39	64,57
G7	16-DT-5532-A	69,94	0,00	50,69	72,47	7,23	5,96	13,18	11,29	1,52	0,60	52,65
G8	16-DT-5532-B	81,24	1,61	54,78	67,43	9,35	19,60	28,94	0,00	1,40	0,56	55,51
G9	16-DT-5540-A	75,79	1,74	34,87	46,01	13,73	35,94	49,67	0,00	1,44	0,58	72,65
G10	16-DT-5553-A	79,06	0,00	54,90	69,44	8,65	2,89	11,54	16,63	1,23	0,56	67,07
G11	16-DT-5554-A	58,67	0,00	28,88	49,23	19,59	21,92	41,51	4,51	2,20	1,00	55,04
G12	16-DT-5570-A	62,65	0,00	46,83	74,75	10,44	0,00	10,44	11,57	1,05	1,06	61,18
G13	16-DT-5576-A	69,63	0,00	45,83	65,81	12,29	1,54	13,83	15,06	1,17	0,37	66,51
G14	15-SM-5164-A1	56,97	0,00	28,82	50,59	21,63	20,78	42,41	2,96	1,89	0,77	58,58
G15	15-RP-6138-A	72,41	0,00	40,90	56,48	13,12	19,66	32,78	7,30	1,66	0,43	63,43
U7	15-AN-3160-A	93,17	0,00	18,70	20,07	0,00	42,77	42,77	32,90	1,49	0,53	84,03

U8	15-DB-1085-A	98,79	0,00	13,72	13,89	1,06	29,61	30,67	53,83	1,36	0,22	87,41
U10	15-SM-5199-A	82,56	0,00	10,71	12,97	21,48	56,33	77,80	7,39	1,45	0,24	82,42
U11	15-YD-2140-A	94,25	0,00	9,63	10,22	10,91	41,03	51,94	36,24	1,26	0,20	87,47
U12	15-DB-1096-A	73,25	0,00	1,59	2,17	0,00	29,99	29,99	60,25	1,68	0,31	84,74
archean kom	georem	91,47	0,00	17,45	19,08	10,38	34,05	44,43	34,84	1,07	0,41	82,22
B3	15-SM-5156	46,67	1,69	24,93	53,43	19,16	20,46	39,62	0,00	1,86	1,01	60,84
B4	15-DB-1057	50,60	0,00	15,28	30,19	32,57	29,09	61,67	1,53	2,58	1,26	60,87
B5	SG-3510	66,01	6,45	31,96	48,41	11,02	30,36	41,38	0,00	1,79	0,70	67,45
B6	15-YD-2110	61,95	7,10	34,99	56,49	7,55	25,16	32,72	0,00	1,62	0,73	63,91
B7	AN-3046	49,69	0,41	25,31	50,93	21,45	23,14	44,59	0,00	2,21	0,85	58,63
B8	DB-1048	77,42	10,03	38,52	49,75	18,05	18,43	36,48	0,00	1,75	0,82	59,48
B9	15-YD-2037	61,22	9,14	26,46	43,22	18,11	23,68	41,79	0,00	2,77	1,48	45,53

Le calcul normatif a été réalisé grâce au programme IGPET

Échantillon	Nom	Ag	As	Ba	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu
Unité de mesure		ppm									
Méthode d'analyse	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS	LA-ICP-MS
U1	16-DT-5501-A	0,28	1,46	76,63	0,06	0,32	2,58	105,75	3958,09	1,03	1,01
U2	16-DT-5502-A1	0,10	1,14	3,81	0,08	0,16	2,08	110,08	3593,04	0,92	1,01
U3	15-YD-2141-A	0,09	1,59	3,38	0,05	0,12	2,82	73,74	2307,65	0,48	2,02
K1	16-DT-5525-A	0,05	1,02	2,21	0,2	0,04	2,48	98,89	2721	0,35	95
K2	16-DT-5526-A	0,18	1,34	4,97	0,27	0,26	3,88	100,14	3180,88	1,88	67,47
U4	16-DT-5526-B	0,03	0,85	5,70	0,21	0,05	4,68	133,86	3806,00	1,07	30,35
U5	16-DT-5527-A	0,07	0,67	3,48	0,10	0,04	4,10	93,80	2559,43	2,51	69,60
U6	16-DT-5528-A	0,28	0,74	4,01	0,06	0,75	2,28	109,16	2103,73	2,52	30,37
B1	16-SG-3508-A	0,06	26,04	27,95	0,11	0,11	5,57	51,42	508,47	0,46	68,29
B2	16-DT-5548-A	0,06	34,55	88,21	0,08	0,10	6,25	46,32	320,93	3,32	13,07
ME1	16-DT-5581-A1	0,22	1,59	191,97	0,34	0,25	6,51	65,64	354,83	5,96	119,75
GE1	16-DT-5579-A	0,11	2,08	156,30	0,37	0,21	21,71	43,03	23,40	4,07	10,06
GE2	16-DT-5582-A	0,11	1,81	28,77	0,02	0,11	14,49	49,27	85,39	0,33	115,79
GE3	16-DT-5585-A	0,09	1,15	58,35	0,02	0,18	28,06	18,38	29,31	0,15	2,01
GE4	16-DT-5586-A1	0,17	0,62	33,69	0,04	0,12	14,38	52,54	22,58	0,15	32,31
GE5	16-DT-5587-A	0,13	0,67	100,19	0,10	0,23	6,26	58,45	1103,30	0,41	81,43
BE1	16-DT-5520-A	2,37	0,96	222,98	0,06	0,12	166,42	35,52	306,64	0,35	72,39
M1	16-DT-5534-A	0,20	1,44	9,14	0,13	0,27	6,25	64,02	492,24	0,85	28,11
M2	16-DT-5565-A	0,26	1,95	6,16	0,96	1,90	12,28	54,44	578,43	4,71	7,03
M3	16-DT-5564-A	0,65	4,88	9,72	1,67	0,92	7,51	106,29	250,37	2,15	236,09
M4	16-DT-5573-A	0,11	0,31	10,04	0,75	0,11	5,18	94,18	377,54	2,82	112,65
G1	16-DT-5505-A	0,20	0,84	16,27	0,07	0,28	5,11	16,58	99,22	1,00	43,06
G2	16-DT-5505-B	0,03	0,77	14,26	0,01	0,03	1,89	12,30	223,00	3,48	41,08
G3	16-DT-5509-A1	0,09	0,87	12,58	0,02	0,10	4,54	9,58	182,76	1,07	34,04
G4	16-DT-5511-A	0,16	2,60	16,56	0,04	0,15	4,47	27,84	180,13	1,94	59,16
G5	16-DT-5512-A	0,07	1,01	11,14	0,01	0,06	3,62	12,01	218,91	0,62	34,05
G6	16-DT-5530-A	0,05	1,14	165,21	0,04	0,06	3,21	29,37	117,34	0,51	29,08
G7	16-DT-5532-A	0,34	2,91	28,82	0,07	0,22	21,18	45,92	137,69	2,63	305,17
G8	16-DT-5532-B	0,05	1,02	2,21	0,20	0,12	2,48	98,89	2721,01	0,35	91,37
G9	16-DT-5540-A	0,33	1,36	16,73	6,19	0,63	6,37	47,17	976,90	10,08	193,69
G10	16-DT-5553-A	0,13	0,89	23,53	0,19	0,14	4,06	43,66	5810,04	1,63	246,78
G11	16-DT-5554-A	0,40	0,91	49,79	0,20	0,25	9,81	44,72	56,76	0,41	343,79
G12	16-DT-5570-A	0,11	3,01	22,40	0,59	0,26	4,85	24,32	32,04	3,88	5,01
G13	16-DT-5576-A	0,33	0,26	26,75	0,49	0,26	3,87	37,44	1036,62	0,94	572,58

G14	15-SM-5164-A1	0,58	4,92	28,78	0,14	0,29	8,82	48,59	156,42	0,47	1988,81
G15	15-RP-6138-A	0,58	1,95	22,32	0,69	0,16	5,47	71,63	771,68	5,38	2460,90
U7	15-AN-3160-A	0,00	3,73	0,00	0,00	0,50	2,03	86,71	2329,08	0,60	66,55
U8	15-DB-1085-A	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	1,09	97,14	2924,19	1,01	2,02
U10	15-SM-5199-A	0,00	0,00	22,03	0,20	0,00	4,01	29,04	216,33	0,40	106,16
U11	15-YD-2140-A	0,00	1,30	4,00	0,00	0,00	2,67	66,08	1491,78	0,30	1,00
U12	15-DB-1096-A	0,00	2,80	10,02	0,00	0,00	2,57	105,19	2644,66	0,70	2,00
archean kom	georem	0,00	0,00	13,00	0,29	0,03	2,20	100,32	2603,26	0,97	21,99
B3	15-SM-5156	0,00	10,35	109,61	0,00	0,00	16,49	39,95	191,55	0,51	16,39
B4	15-DB-1057	0,00	4,15	58,08	0,00	0,00	13,79	78,82	460,46	0,21	190,82
B5	SG-3510	0,00	9,31	84,95	0,00	0,00	8,31	54,24	427,80	0,61	71,64
B6	15-YD-2110	0,00	2,04	57,19	0,00	0,00	5,76	42,89	290,05	1,43	70,47
B7	AN-3046	0,00	5,97	85,37	0,00	0,00	4,44	50,40	252,00	0,41	7,20
B8	DB-1048	0,00	33,12	61,34	0,00	0,00	5,83	58,27	398,72	1,23	46,01
B9	15-YD-2037	0,00	8,92	37,34	0,00	0,73	5,21	56,01	24,89	0,52	228,20

Échantillon	Nom	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Ho	In	La	Lu
Unité de mesure		ppm										
Méthode d'analyse		LA-ICP-MS										
U1	16-DT-5501-A	1,02	0,70	0,17	4,86	0,84	1,07	0,33	0,21	0,03	1,26	0,10
U2	16-DT-5502-A1	1,36	0,92	0,14	5,23	1,04	1,68	0,75	0,30	0,04	0,80	0,13
U3	15-YD-2141-A	1,08	0,67	0,29	3,60	0,89	1,19	0,24	0,22	0,03	1,09	0,10
K1	16-DT-5525-A	0,92	0,69	0,11	5,3	0,78	1,14	0,44	0,24	0,02	0,95	0,11
K2	16-DT-5526-A	0,88	0,68	0,31	4,44	0,84	1,26	0,40	0,19	0,06	1,47	0,11
U4	16-DT-5526-B	0,84	0,52	0,18	5,34	0,78	1,21	0,35	0,18	0,01	1,84	0,08
U5	16-DT-5527-A	1,04	0,72	0,22	4,97	0,81	1,24	0,39	0,24	0,03	1,07	0,10
U6	16-DT-5528-A	1,06	0,62	0,26	6,05	0,79	1,10	0,64	0,22	0,06	1,10	0,10
B1	16-SG-3508-A	3,03	2,15	0,63	14,05	2,29	1,58	1,17	0,71	0,09	2,13	0,34
B2	16-DT-5548-A	2,08	1,40	0,41	13,00	1,65	1,09	1,07	0,48	0,06	2,74	0,24
ME1	16-DT-5581-A1	1,38	0,96	0,33	11,30	1,45	1,05	0,56	0,30	0,03	2,91	0,13
GE1	16-DT-5579-A	6,79	4,30	1,63	20,82	6,16	1,44	3,66	1,46	0,11	8,58	0,64
GE2	16-DT-5582-A	5,55	3,73	1,08	17,79	5,01	1,74	2,76	1,20	0,11	5,31	0,53
GE3	16-DT-5585-A	13,15	8,58	2,89	26,10	10,45	2,12	8,50	2,82	0,17	9,92	1,51
GE4	16-DT-5586-A1	5,82	3,69	1,64	19,02	4,75	1,55	2,40	1,26	0,12	5,10	0,54
GE5	16-DT-5587-A	2,25	1,57	0,56	12,29	2,01	1,30	0,91	0,49	0,05	2,55	0,22
BE1	16-DT-5520-A	3,73	1,88	2,47	16,54	6,66	1,62	3,46	0,70	0,05	77,00	0,25
M1	16-DT-5534-A	1,94	1,29	0,33	7,31	1,54	1,61	0,82	0,38	0,11	2,54	0,17
M2	16-DT-5565-A	4,95	3,15	0,79	7,92	4,25	1,66	3,24	1,01	0,14	3,16	0,42
M3	16-DT-5564-A	2,42	1,47	0,37	13,27	2,12	2,60	1,29	0,53	0,16	2,58	0,23
M4	16-DT-5573-A	0,85	0,50	0,42	9,44	0,79	1,18	0,47	0,16	0,03	2,26	0,09
G1	16-DT-5505-A	0,50	0,30	0,29	16,08	0,46	0,82	0,35	0,12	0,04	1,67	0,06
G2	16-DT-5505-B	0,44	0,29	0,29	14,66	0,49	0,76	0,27	0,10	0,00	0,80	0,04
G3	16-DT-5509-A1	0,89	0,59	0,38	15,06	0,98	0,82	0,59	0,19	0,03	1,72	0,08
G4	16-DT-5511-A	0,95	0,68	0,41	13,50	0,81	0,97	0,56	0,20	0,03	1,71	0,10
G5	16-DT-5512-A	0,95	0,63	0,39	16,00	0,96	0,63	0,36	0,19	0,03	1,50	0,08
G6	16-DT-5530-A	1,08	0,65	0,43	13,86	0,92	0,95	0,33	0,23	0,04	1,21	0,11
G7	16-DT-5532-A	4,57	2,45	1,10	18,67	4,91	1,10	0,72	0,90	0,06	6,12	0,27
G8	16-DT-5532-B	1,06	0,68	0,13	5,30	0,78	1,42	0,44	0,24	0,02	0,95	0,11
G9	16-DT-5540-A	1,77	1,09	0,39	12,49	1,38	2,87	0,81	0,33	0,08	2,47	0,15
G10	16-DT-5553-A	0,97	0,60	0,37	15,05	0,86	1,01	0,43	0,21	0,03	1,68	0,09
G11	16-DT-5554-A	2,86	1,91	0,73	14,45	2,44	1,23	1,23	0,62	0,08	3,70	0,29
G12	16-DT-5570-A	1,51	0,94	0,57	14,47	1,30	1,42	1,47	0,32	0,04	2,00	0,15
G13	16-DT-5576-A	1,00	0,60	0,35	13,45	0,85	0,95	0,47	0,21	0,04	2,11	0,08

G14	15-SM-5164-A1	2,47	1,53	0,64	13,75	2,19	1,17	0,78	0,48	0,10	3,37	0,23
G15	15-RP-6138-A	1,17	0,71	0,33	12,56	0,81	1,19	0,35	0,25	0,05	2,48	0,12
U7	15-AN-3160-A	1,15	0,78	0,16	8,07	0,88	1,61	0,60	0,25	0,00	0,73	0,12
U8	15-DB-1085-A	0,78	0,48	0,17	4,05	0,60	1,21	0,20	0,15	0,00	0,41	0,11
U10	15-SM-5199-A	1,54	0,95	0,45	15,02	1,28	1,90	0,60	0,31	0,00	1,62	0,18
U11	15-YD-2140-A	1,09	0,68	0,26	3,00	0,84	1,40	0,20	0,23	0,00	1,12	0,10
U12	15-DB-1096-A	0,62	0,42	0,05	4,01	0,50	1,10	0,30	0,15	0,00	1,59	0,08
archean kom	georem	1,22	0,79	0,23	7,02	0,97	0,00	0,45	0,27	0,00	0,80	0,12
B3	15-SM-5156	3,17	1,97	0,87	14,34	2,88	2,25	1,64	0,68	0,10	7,15	0,33
B4	15-DB-1057	2,83	1,67	0,86	10,37	3,09	1,87	1,24	0,57	0,00	5,26	0,21
B5	SG-3510	2,14	1,40	0,45	13,30	1,73	1,64	1,02	0,45	0,00	3,76	0,25
B6	15-YD-2110	2,32	1,50	0,41	12,26	1,83	1,23	1,12	0,49	0,00	2,56	0,26
B7	AN-3046	2,52	1,52	0,49	12,34	1,92	2,06	0,82	0,50	0,00	1,86	0,26
B8	DB-1048	2,51	1,73	0,56	12,27	1,95	1,02	0,82	0,58	0,00	2,39	0,28
B9	15-YD-2037	3,03	2,01	0,79	15,56	2,76	2,18	1,35	0,63	0,10	1,79	0,33

Échantillon	Nom	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Re	Sb	Sc	Se	Sm
Unité de mesure		ppm											
Méthode d'analyse		LA-ICP-MS											
U1	16-DT-5501-A	0,56	0,80	1,79	1784,17	11,69	0,34	1,36	0,00	0,68	22,11	0,18	0,57
U2	16-DT-5502-A1	0,60	0,71	1,59	1644,48	10,40	0,32	0,98	0,00	0,72	23,12	0,24	0,66
U3	15-YD-2141-A	0,43	0,42	1,92	1352,26	5,88	0,40	1,10	0,00	0,74	14,99	0,10	0,62
K1	16-DT-5525-A	0,52	0,64	1,71	1773	2,33	0,33	0,48	0,00	0,67	21,47	0,32	0,57
K2	16-DT-5526-A	0,70	0,52	1,84	1540,70	14,72	0,39	1,91	0,00	1,04	19,30	0,32	0,55
U4	16-DT-5526-B	0,52	0,51	2,53	1891,76	6,18	0,62	0,50	0,00	0,70	21,41	0,32	0,68
U5	16-DT-5527-A	0,63	0,59	1,83	1492,88	9,28	0,37	0,70	0,00	0,63	21,55	0,12	0,60
U6	16-DT-5528-A	0,48	1,03	1,44	1235,13	10,26	0,26	1,70	0,00	0,83	29,37	0,07	0,54
B1	16-SG-3508-A	0,80	1,41	4,36	158,66	6,43	0,80	4,23	0,00	3,07	54,33	0,25	1,55
B2	16-DT-5548-A	0,77	1,01	3,50	116,60	11,57	0,74	51,13	0,00	1,65	51,70	0,06	1,13
ME1	16-DT-5581-A1	0,48	1,02	3,90	412,59	9,33	0,85	75,80	0,00	1,32	22,30	0,09	1,11
GE1	16-DT-5579-A	0,92	6,85	15,81	21,13	12,46	3,14	16,59	0,01	1,53	41,65	0,27	4,83
GE2	16-DT-5582-A	0,88	4,20	11,27	52,36	10,33	2,18	2,98	0,01	0,81	51,70	0,21	3,56
GE3	16-DT-5585-A	0,83	14,63	23,55	6,04	15,72	4,36	3,15	0,00	0,73	28,44	0,42	7,83
GE4	16-DT-5586-A1	0,72	3,83	11,24	7,07	11,71	2,03	2,29	0,00	0,77	66,43	0,27	3,34
GE5	16-DT-5587-A	0,58	1,37	4,48	283,51	11,14	0,89	21,47	0,00	0,89	44,05	0,18	1,31
BE1	16-DT-5520-A	0,82	8,11	69,77	98,53	12,67	18,79	3,67	0,00	0,55	32,24	0,67	9,53
M1	16-DT-5534-A	0,59	1,12	3,99	209,81	12,22	0,78	2,44	0,00	0,87	62,90	0,24	1,34
M2	16-DT-5565-A	0,65	4,27	12,32	267,21	12,61	2,27	5,42	0,00	2,22	31,48	0,07	4,09
M3	16-DT-5564-A	3,26	7,77	5,56	545,51	10,00	1,06	4,10	0,00	3,31	37,40	0,15	1,80
M4	16-DT-5573-A	0,53	0,86	2,61	684,97	11,91	0,60	4,33	0,00	0,65	14,48	0,21	0,67
G1	16-DT-5505-A	0,81	0,42	1,44	77,11	17,71	0,28	2,22	0,00	1,11	7,71	0,19	0,72
G2	16-DT-5505-B	0,52	0,34	1,11	77,15	7,90	0,27	2,86	0,00	0,78	10,33	0,17	0,28
G3	16-DT-5509-A1	0,77	1,01	2,44	38,04	14,75	0,50	1,80	0,00	1,24	11,94	0,23	0,68
G4	16-DT-5511-A	0,91	1,32	2,66	127,33	14,04	0,60	2,44	0,00	1,31	16,83	0,21	0,72
G5	16-DT-5512-A	0,84	0,78	2,10	41,06	8,24	0,48	0,96	0,00	0,97	17,17	0,23	0,65
G6	16-DT-5530-A	0,73	0,67	2,29	175,47	5,80	0,43	1,40	0,00	1,38	20,03	0,22	0,77
G7	16-DT-5532-A	0,69	2,07	15,63	470,80	19,18	3,00	4,89	0,00	1,10	23,46	0,17	4,68
G8	16-DT-5532-B	0,52	0,64	1,60	272,09	4,82	0,33	0,48	0,00	0,67	21,47	0,03	0,49
G9	16-DT-5540-A	0,53	1,34	4,08	173,62	6,22	0,84	148,37	0,00	0,97	35,58	0,16	1,17
G10	16-DT-5553-A	0,88	0,68	2,70	392,25	11,12	0,55	9,06	0,00	1,32	20,57	0,11	0,80

G11	16-DT-5554-A	0,58	2,22	6,76	109,57	17,36	1,37	4,15	0,00	2,09	44,54	0,16	1,77
G12	16-DT-5570-A	0,47	2,17	2,71	92,24	18,26	0,61	6,52	0,00	1,19	16,99	0,13	1,17
G13	16-DT-5576-A	0,72	0,54	2,15	297,82	19,54	0,46	2,12	0,00	0,61	26,33	0,21	0,70
G14	15-SM-5164-A1	0,59	1,65	5,92	348,54	11,25	1,26	2,48	0,00	1,24	43,18	0,28	1,64
G15	15-RP-6138-A	0,57	0,79	2,79	1275,65	7,83	0,69	10,09	0,00	0,84	29,77	0,41	0,76
U7	15-AN-3160-A	0,00	0,00	1,76	1018,34	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	23,79	0,00	0,60
U8	15-DB-1085-A	0,00	0,00	0,88	1578,46	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	15,58	0,00	0,36
U10	15-SM-5199-A	0,00	0,80	2,84	56,09	0,00	0,53	0,00	0,00	0,00	29,45	0,00	1,12
U11	15-YD-2140-A	0,00	0,00	1,83	1231,47	0,00	2,00	0,39	0,00	0,00	0,02	0,00	11,31
U12	15-DB-1096-A	0,00	0,00	1,49	1773,13	0,00	3,01	0,30	0,00	2,00	0,10	0,00	15,83
arcean kom	georem	0,26	1,00	1,64	1257,99	3,34	0,30	1,40	0,00	0,00	24,08	0,00	0,65
B3	15-SM-5156	0,00	3,48	9,13	95,26	0,00	2,05	8,19	0,00	1,13	50,09	0,00	2,32
B4	15-DB-1057	0,00	2,28	9,44	236,45	0,00	1,99	7,26	0,00	1,24	27,69	0,00	2,92
B5	SG-3510	0,00	1,13	4,51	133,05	0,00	1,03	6,14	0,00	1,74	36,03	0,00	1,43
B6	15-YD-2110	0,00	0,61	3,44	118,47	0,00	0,78	7,15	0,00	0,41	41,26	0,00	1,23
B7	AN-3046	0,00	0,41	3,17	91,54	0,00	0,65	2,06	0,00	4,94	39,81	0,00	1,33
B8	DB-1048	0,00	0,41	3,90	175,84	0,00	0,81	8,18	0,00	1,64	41,51	0,00	1,45
B9	15-YD-2037	0,00	1,66	5,12	45,64	0,00	0,81	3,11	0,00	3,53	48,96	0,00	1,86

Échantillon	Nom	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
Unité de mesure		ppm													
Méthode d'analyse		LA-ICP-MS													
U1	16-DT-5501-A	2,41	18,43	0,04	0,13	0,13	0,00	0,09	0,04	100,01	2,18	5,57	0,73	88,89	13,60
U2	16-DT-5502-A1	5,22	28,02	0,05	0,17	0,08	0,00	0,14	0,03	99,96	1,93	7,34	0,89	63,31	25,93
U3	15-YD-2141-A	2,66	51,73	0,02	0,16	0,06	0,00	0,09	0,05	77,24	0,90	6,11	0,62	63,17	9,69
K1	16-DT-5525-A	0,34	32,8	0,039	0,13	0,109	0,003	0,101	0,04	104,82	0,55	5,76	0,68	58,55	11,01
K2	16-DT-5526-A	6,34	141,02	0,03	0,13	0,13	0,00	0,10	0,06	121,13	6,66	5,42	0,62	92,39	14,09
U4	16-DT-5526-B	0,40	52,28	0,04	0,13	0,21	0,00	0,08	0,05	143,80	0,86	4,72	0,61	47,03	12,57
U5	16-DT-5527-A	0,55	78,59	0,04	0,15	0,10	0,00	0,09	0,03	103,41	1,23	6,01	0,73	43,11	14,10
U6	16-DT-5528-A	7,86	38,46	0,05	0,13	0,08	0,00	0,09	0,03	84,07	2,63	5,42	0,77	70,39	21,43
B1	16-SG-3508-A	1,28	105,87	0,07	0,42	0,26	0,00	0,31	0,14	348,04	1,07	17,85	2,14	101,46	41,62
B2	16-DT-5548-A	0,81	73,38	0,07	0,28	0,79	0,01	0,20	0,14	266,87	0,91	12,43	1,68	135,43	39,52
ME1	16-DT-5581-A1	2,00	228,85	0,06	0,21	0,26	0,01	0,12	0,11	147,03	1,20	7,69	0,91	78,22	23,09
GE1	16-DT-5579-A	3,02	109,64	0,43	1,00	1,13	0,00	0,61	0,29	374,31	1,45	37,72	4,20	117,74	129,63
GE2	16-DT-5582-A	2,32	93,61	0,25	0,80	0,62	0,00	0,52	0,30	400,32	3,01	30,79	3,52	67,02	97,20
GE3	16-DT-5585-A	4,19	84,13	0,84	1,83	1,65	0,00	1,28	0,46	2,97	0,93	73,97	9,67	113,90	312,18
GE4	16-DT-5586-A1	4,57	124,80	0,24	0,83	0,53	0,00	0,52	0,13	263,74	1,37	31,90	3,63	128,36	85,49
GE5	16-DT-5587-A	2,15	85,14	0,08	0,32	0,19	0,00	0,21	0,06	224,23	0,92	12,98	1,47	126,73	33,79
BE1	16-DT-5520-A	1,00	1032,41	0,36	0,72	9,67	0,00	0,25	1,69	191,92	0,49	18,55	1,74	98,70	156,20
M1	16-DT-5534-A	5,84	14,10	0,07	0,28	0,39	0,00	0,19	0,11	232,37	2,32	10,73	1,17	121,52	27,06
M2	16-DT-5565-A	5,77	8,17	0,36	0,71	4,80	0,00	0,44	0,52	206,52	2,33	27,44	2,90	145,41	126,90
M3	16-DT-5564-A	21,73	40,92	0,53	0,36	0,69	0,00	0,22	0,16	174,63	475,13	13,26	1,44	115,11	43,82
M4	16-DT-5573-A	2,28	16,87	0,05	0,14	0,28	0,00	0,07	0,09	87,38	0,54	4,76	0,55	187,48	16,22
G1	16-DT-5505-A	4,02	190,40	0,02	0,06	0,10	0,00	0,04	0,05	48,39	1,45	2,69	0,33	54,22	10,71
G2	16-DT-5505-B	0,80	173,44	0,02	0,06	0,07	0,00	0,04	0,02	57,06	17,62	2,46	0,31	17,84	6,88
G3	16-DT-5509-A1	2,38	189,79	0,06	0,12	0,20	0,00	0,08	0,06	81,44	0,84	5,54	0,55	43,87	20,13
G4	16-DT-5511-A	2,26	176,00	0,07	0,15	0,21	0,00	0,08	0,05	151,03	4,08	5,17	0,69	68,08	19,66
G5	16-DT-5512-A	0,78	194,72	0,04	0,14	0,13	0,00	0,07	0,04	97,69	0,21	5,28	0,61	25,10	12,35
G6	16-DT-5530-A	0,98	148,56	0,05	0,15	0,09	0,00	0,10	0,06	113,43	0,25	5,90	0,68	29,45	11,78
G7	16-DT-5532-A	4,24	206,47	0,08	0,73	1,07	0,00	0,31	0,18	132,53	2,00	20,02	1,92	66,35	29,62
G8	16-DT-5532-B	0,33	33,98	0,04	0,13	0,11	0,00	0,10	0,04	104,82	0,47	5,76	0,72	58,55	15,59
G9	16-DT-5540-A	13,86	89,76	0,08	0,25	0,51	0,02	0,14	0,18	154,70	18,96	9,20	1,06	50,40	29,60
G10	16-DT-5553-A	0,63	179,66	0,05	0,15	0,11	0,00	0,10	0,02	192,55	0,46	5,53	0,61	60,02	12,61
G11	16-DT-5554-A	4,34	99,77	0,14	0,39	0,50	0,00	0,26	0,14	232,25	2,23	15,89	1,89	150,65	43,81
G12	16-DT-5570-A	4,65	215,75	0,14	0,19	1,07	0,00	0,13	0,09	179,81	1,21	8,22	0,98	67,19	51,99

G13	16-DT-5576-A	2,11	197,70	0,03	0,13	0,20	0,00	0,09	0,04	118,07	0,80	5,45	0,61	84,31	14,03
G14	15-SM-5164-A1	2,20	119,87	0,10	0,37	0,32	0,00	0,22	0,23	203,11	1,40	13,26	1,59	111,73	29,20
G15	15-RP-6138-A	1,24	107,67	0,04	0,13	0,26	0,00	0,10	0,09	140,31	0,40	6,29	0,74	63,99	13,95
U7	15-AN-3160-A	0,00	10,08	0,00	0,18	0,00	0,00	0,12	0,03	141,16	1,41	6,15	0,81	64,53	17,14
U8	15-DB-1085-A	0,00	21,25	0,00	0,12	0,00	0,00	0,08	0,00	82,97	0,51	3,95	0,61	32,38	7,08
U10	15-SM-5199-A	0,00	108,17	0,09	0,25	0,12	0,00	0,16	0,06	160,25	0,80	8,41	1,14	30,05	17,03
U11	15-YD-2140-A	0,00	0,84	0,00	49,06	0,00	0,16	0,05	0,00	0,11	0,05	64,08	0,60	5,41	7,11
U12	15-DB-1096-A	0,00	0,38	0,00	6,01	0,01	0,09	0,28	0,00	0,07	0,06	74,13	0,00	3,61	5,21
archean kom	georem	0,00	15,05	0,04	0,18	0,02	0,00	0,12	0,09	137,44	0,00	6,82	0,77	75,24	13,04
B3	15-SM-5156	0,00	126,00	0,29	0,52	1,71	0,06	0,29	0,40	296,04	0,92	18,44	1,99	44,05	64,53
B4	15-DB-1057	0,00	61,19	0,22	0,48	0,81	0,00	0,21	0,22	227,12	0,73	14,42	1,40	103,71	49,78
B5	SG-3510	0,00	86,99	0,13	0,32	0,95	0,00	0,21	0,29	232,32	1,02	13,82	1,45	78,80	40,94
B6	15-YD-2110	0,00	76,60	0,11	0,37	0,62	0,00	0,22	0,16	258,39	0,61	12,66	1,58	82,73	32,68
B7	AN-3046	0,00	74,06	0,07	0,37	0,13	0,00	0,25	0,05	283,89	0,62	13,58	1,63	72,00	25,71
B8	DB-1048	0,00	50,10	0,09	0,37	0,25	0,06	0,26	0,13	291,37	0,00	12,88	1,70	143,13	28,63
B9	15-YD-2037	0,00	152,48	0,13	0,50	0,29	0,00	0,32	0,09	449,14	1,24	18,36	2,15	80,91	47,71

Échantillon	Nom	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pd (ppb)	Os (ppb)	Ir (ppb)	Pt (ppb)	Au (ppb)	C (ppm)	S (ppm)
Unité de mesure		ppb	ppm	ppm						
Méthode d'analyse		Ni-FA co-précipitation de Te suivie par ICP-MS.	S et C par four à induction et absorption de la lumière infrarouge.	S et C par four à induction et absorption de la lumière infrarouge.						
U1	16-DT-5501-A	6,58	1,23	7,65	3,61	3,09	8,39	0,00	673,82	146,05
U2	16-DT-5502-A1	6,21	1,27	7,89	1,50	1,96	8,73	0,00	418,37	442,25
U3	15-YD-2141-A	3,93	0,68	4,76	1,87	2,84	3,75	0,00	304,07	207,90
K1	16-DT-5525-A	5,32	1,21	6,33	2,88	3,45	7,43	0,00	309,17	1694,72
K2	16-DT-5526-A	7,95	2,75	7,53	5,76	7,58	13,19	0,00	428,89	1620,30
U4	16-DT-5526-B	6,28	1,34	6,73	3,51	3,52	8,21	0,00	370,49	868,59
U5	16-DT-5527-A	4,59	1,14	6,05	2,51	2,85	9,97	0,00	377,11	927,02
U6	16-DT-5528-A	3,14	0,50	0,86	2,64	2,43	3,47	0,00	309,75	220,90
B1	16-SG-3508-A	0,47	1,51	19,86	0,32	0,44	17,15	8,22	397,44	3140,74
B2	16-DT-5548-A	0,00	1,13	15,01	0,10	0,13	14,17	0,70	174,19	7577,66
ME1	16-DT-5581-A1	0,46	0,63	5,75	0,08	0,19	5,06	0,00	427,94	1066,84
GE1	16-DT-5579-A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	749,89	84,45
GE2	16-DT-5582-A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	211,99	1836,11
GE3	16-DT-5585-A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1779,32	102,20
GE4	16-DT-5586-A1	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1241,23	1896,87
GE5	16-DT-5587-A	0,33	0,33	5,41	0,00	0,19	6,39	0,00	351,63	170,26
BE1	16-DT-5520-A	0,00	0,00	0,79	0,00	0,04	1,10	0,00	77,38	5198,12
M1	16-DT-5534-A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,82	0,00	324,07	86,84
M2	16-DT-5565-A	0,36	0,10	4,52	0,00	0,08	1,34	0,00	450,24	384,68
M3	16-DT-5564-A	0,44	0,22	2,36	0,00	0,11	0,69	0,00	392,98	78,47
M4	16-DT-5573-A	0,67	0,16	1,26	0,25	0,15	1,40	0,00	253,01	1357,38
G1	16-DT-5505-A	0,97	0,11	0,87	0,17	0,11	0,24	0,00	189,79	434,28
G2	16-DT-5505-B	0,57	0,25	0,65	0,00	0,15	0,26	0,00	1714,17	134,22
G3	16-DT-5509-A1	0,60	0,00	0,81	0,00	0,07	1,66	0,00	220,46	188,91
G4	16-DT-5511-A	2,23	0,20	0,87	0,30	0,28	4,27	0,59	440,00	228,46
G5	16-DT-5512-A	0,82	0,46	1,46	0,08	0,18	6,41	0,00	156,19	128,03
G6	16-DT-5530-A	3,53	1,03	14,32	0,68	0,69	8,29	0,00	254,26	136,17
G7	16-DT-5532-A	0,00	0,00	25,18	0,00	0,00	8,49	0,00	118,18	7682,79

G8	16-DT-5532-B	0,00	0,00	12,54	0,00	0,00	6,91	0,00	215,40	1771,19
G9	16-DT-5540-A	0,00	0,24	24,90	0,00	0,04	1,89	1,32	362,72	159,18
G10	16-DT-5553-A	15,48	6,35	122,84	4,05	3,16	33,68	9,63	234,53	541,51
G11	16-DT-5554-A	0,00	0,00	21,19	0,00	0,00	4,27	20,59	275,78	1602,82
G12	16-DT-5570-A	8,30	0,29	2,13	1,64	0,97	2,07	0,00	287,77	112,69
G13	16-DT-5576-A	0,35	0,85	20,40	0,00	0,25	6,27	11,89	292,28	1696,40
G14	15-SM-5164-A1	0,00	0,38	241,53	0,61	0,12	69,06	53,44	136,79	2086,54
G15	15-RP-6138-A	1,68	8,68	209,73	0,62	2,04	40,91	82,39	102,78	8523,71
U7	15-AN-3160-A									
U8	15-DB-1085-A									
U10	15-SM-5199-A									
U11	15-YD-2140-A									
U12	15-DB-1096-A									
archean kom	georem									
B3	15-SM-5156									
B4	15-DB-1057									
B5	SG-3510									
B6	15-YD-2110									
B7	AN-3046									
B8	DB-1048									
B9	15-YD-2037									

Échantillon	Ba	Be	Bi	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Ho	La	Lu	Mo
Unité de mesure	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
W-2a Meas	174	< 1	< 0.1	23,3	43	1	3,9	2,5		17		1,6	2,5	0,78	10,8	0,32	< 2
W-2a Cert	182	1,3	0,03	23	43	0,99	3,6	2,5		17		1	2,6	0,76	10	0,33	0,6
SY-4 Meas	337	3															
SY-4 Cert	340	2.6															
BIR-1a Meas	6	< 1		2	51		3,6		0,52	15	1,9		0,6		0,7		
BIR-1a Cert	6	0.58		1.9	52		4		0.55	16	2.0		0.60		0.63		

Échantillon	Nb	Nd	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr
Unité de mesure	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
W-2a Meas	7,9	12,7	20	3,3		189	0,52	0,59	2,3	< 0.05	0,37	0,48	261	< 0.5	21,2	2,1	102
W-2a Cert	7,9	13	21	3,3		190	0,5	0,63	2,4	0,2	0,38	0,53	262	0,3	24	2,1	94
SY-4 Meas						1179							8				
SY-4 Cert						1191							8.0				
BIR-1a Meas		2,5		1,1		112							328		16,7	1,7	18
BIR-1a Cert		2.5		1.1		110							310		16	1.7	18

## **Annexe B : MICROSONDE**

### **OLIVINE + SERPENTINE**

Échantillon		16-DT-5527 (OLIVINE)														
Numéro d'analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16
	p1	p2	p4	p7	p12	p13	p17	p18	p21a	p21b	p21c	p21d	p21e	p22a	p22b	p22c
SiO2	39,93	39,86	39,11	39,85	39,55	40,87	39,84	39,70	39,96	39,82	40,03	40,28	39,83	39,88	39,87	40,48
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	14,66	14,47	14,53	14,35	14,82	13,90	14,72	14,94	14,82	14,83	14,61	14,55	14,62	14,80	15,01	14,45
MnO	0,36	0,28	0,38	0,28	0,35	0,37	0,40	0,32	0,36	0,39	0,39	0,35	0,44	0,43	0,35	0,31
MgO	44,62	44,21	44,72	44,59	44,06	44,62	44,52	44,60	44,69	44,71	44,91	44,78	44,63	44,69	44,76	45,34
NiO	0,33	0,28	0,25	0,26	0,21	0,22	0,23	0,27	0,25	0,30	0,33	0,26	0,23	0,28	0,28	0,28
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Proportions atomiques sur une base de 4 atomes d'oxygène</b>																
Si	1,00	1,01	0,99	1,00	1,00	1,02	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,29	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,30
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,67	1,67	1,69	1,68	1,67	1,66	1,67	1,67	1,67	1,67	1,68	1,67	1,67	1,67	1,67	1,68
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	3,00	2,99	3,01	3,00	3,00	2,98	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00
Fo	84,12	84,24	84,24	84,45	83,81	84,80	83,99	83,89	83,99	83,96	84,22	84,27	84,08	83,95	83,86	84,56
Fa	15,50	15,46	15,36	15,24	15,81	14,81	15,57	15,76	15,62	15,63	15,37	15,36	15,45	15,59	15,78	15,11
Tp	0,38	0,30	0,40	0,30	0,38	0,39	0,43	0,35	0,39	0,41	0,41	0,38	0,47	0,45	0,37	0,33
XFeO(l)/ XMgO(l)	0,61	0,61	0,61	0,60	0,63	0,58	0,62	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61	0,61	0,62	0,63	0,60

P21a ... P21e représentent plusieurs analyses d'un même grain d'olivine en commençant de la bordure vers le cœur.

Échantillon	16-DT-5526 (OLIVINE)															
Numéro d'analyse	#21	#22	#23	#24	#25	#26	#28	#30	#31	#34	#35	#36	#27	#29	#32	#33
	p12a	p12b	p12c	p13a	p13b	p13c	p15	p17	p18	p27	p29	p30	p14 alt	p16 alt	p25 alt	p26 alt
SiO2	39,97	39,85	39,82	39,62	39,86	39,97	39,69	39,80	39,61	39,76	39,85	40,21	43,85	41,04	45,05	40,96
TiO2	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
Al2O3	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,25	0,21	0,30	0,34
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	14,81	14,32	13,94	14,64	14,44	14,42	14,21	14,32	14,16	14,83	14,64	14,13	26,17	22,28	23,46	26,27
MnO	0,47	0,41	0,46	0,38	0,41	0,47	0,42	0,45	0,42	0,36	0,41	0,33	0,98	0,81	0,89	0,62
MgO	45,20	44,88	44,66	44,87	44,88	44,92	44,94	45,07	44,76	44,64	44,71	45,11	13,81	13,17	16,25	11,71
NiO	0,26	0,24	0,34	0,31	0,25	0,23	0,23	0,24	0,26	0,23	0,24	0,20	0,00	0,04	0,03	0,01
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	1,01	0,47	1,17
<b>Proportions atomiques sur une base de 4 atomes d'oxygène</b>																
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,33	1,35	1,33	1,34
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,31	0,30	0,29	0,31	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,30	0,67	0,61	0,58	0,72
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68	1,68	1,69	1,69	1,69	1,67	1,68	1,68	0,63	0,65	0,72	0,57
Ni	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,04
TOTAL	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	2,70	2,68	2,68	2,70
Fo	84,06	84,45	84,68	84,19	84,34	84,32	84,55	84,47	84,54	83,97	84,11	84,76	33,70	50,40	54,33	43,69
Fa	15,45	15,11	14,82	15,41	15,23	15,18	15,00	15,06	15,00	15,64	15,45	14,89	63,90	47,83	43,99	54,99
Tp	0,49	0,44	0,50	0,41	0,43	0,50	0,45	0,48	0,45	0,39	0,44	0,35	2,40	1,77	1,68	1,32
XFeO(l)/ XMgO(l)	0,61	0,60	0,58	0,61	0,60	0,60	0,59	0,59	0,59	0,62	0,61	0,59	1,04	3,16	2,70	4,20

Échantillon		16-DT-5501 (OLIVINE)			
Numéro d'analyse	#17	#18	#19	#20	
	p5	p6	p14 alt	p15	
SiO2	39,31	39,46	40,58	39,63	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	0,00	0,00	0,08	0,01	
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	
FeO	16,44	16,71	13,99	16,35	
MnO	0,35	0,22	1,33	0,22	
MgO	43,14	42,89	25,47	43,51	
NiO	0,40	0,38	0,50	0,32	
CaO	0,00	0,00	0,24	0,01	
<b>Proportions atomiques sur une base de 4 atomes d'oxygène</b>					
Si	1,00	1,00	1,23	1,00	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe(ii)	0,35	0,36	0,35	0,35	
Mn	0,01	0,00	0,03	0,00	
Mg	1,64	1,63	1,15	1,64	
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	
TOTAL	3,00	3,00	2,78	3,00	
Fo	82,08	81,87	74,75	82,39	
Fa	17,55	17,89	23,03	17,37	
Tp	0,38	0,24	2,22	0,24	
XFeO(l)/XMgO(l)	0,71	0,73	1,03	0,70	

Numéro d'analyse	#2	#3	#4	#5	#9	#10	#11	#12	#13	#14
Échantillon <b>(SERPENTINE)</b>	5507 p8	5507 p14	5507 p19	5507 p26	5525A p15	PP1 p7	5526A p10	5526A p19	5526A p28	5526A p32
SiO2	43,18	44,19	44,14	44,15	46,09	43,55	32,91	44,36	43,47	44,37
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Al2O3	1,82	0,01	0,07	0,07	1,25	0,15	13,93	0,15	0,78	1,02
Cr2O3	0,15	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,92	0,00	0,01	0,00
MgO	38,17	39,82	40,19	39,90	34,30	38,41	33,97	39,17	39,08	38,47
CaO	0,01	0,03	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,04	0,07	0,12	0,07	0,07	0,10	0,00	0,07	0,02	0,05
FeO	4,41	2,74	2,44	2,58	7,64	4,60	5,30	3,44	3,67	4,19
NiO	0,07	0,08	0,07	0,04	0,11	0,18	0,07	0,15	0,06	0,11
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02
H2O	12,89	12,87	12,91	12,87	13,03	12,74	12,57	12,89	12,83	12,98
Total	100,74	99,82	100,10	99,78	102,52	99,76	99,69	100,22	99,95	101,22

**MICROSONDE**

**AMPHIBOLE**

Échantillon	16-DT-5527					16-DT-5525						16-DT-5501			
Numéro d'analyse	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15
	p5	p6	p15	p16	p25	p1	p2	p11	p12	p16	p17	p3	p4	p12	p13
SiO2	57,44	57,69	57,72	57,66	57,97	57,41	55,75	57,39	57,15	56,88	57,05	57,42	57,16	57,88	57,58
TiO2	0,03	0,02	0,09	0,04	0,03	0,00	0,07	0,04	0,06	0,14	0,20	0,06	0,09	0,12	0,08
Al2O3	0,58	0,24	0,24	0,18	0,19	0,53	1,84	0,43	0,69	0,82	0,60	0,39	0,32	0,35	0,25
Cr2O3	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,52	0,01	0,10	0,13	0,11	0,00	0,07	0,10	0,00
MgO	23,59	23,89	23,77	24,26	24,31	23,42	21,94	23,53	23,39	22,70	22,91	23,76	23,72	23,99	24,59
CaO	13,03	11,97	12,39	11,75	10,74	12,26	12,21	12,26	12,12	12,84	12,83	11,63	11,93	11,91	8,30
MnO	0,09	0,17	0,15	0,21	0,28	0,12	0,11	0,09	0,14	0,11	0,07	0,14	0,10	0,12	0,24
FeO	2,18	2,71	2,64	3,05	4,05	3,42	4,40	3,33	3,77	3,37	3,25	3,39	3,28	3,70	5,67
CoO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
NiO	0,07	0,05	0,12	0,11	0,00	0,06	0,09	0,06	0,01	0,09	0,10	0,04	0,10	0,09	0,09
Na2O	0,31	0,14	0,14	0,10	0,12	0,17	0,50	0,14	0,20	0,20	0,18	0,19	0,15	0,17	0,13
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2O	2,18	2,14	2,18	2,17	2,15	2,14	2,14	2,16	2,13	2,17	2,17	2,17	2,17	2,17	2,16
<b>Proportions atomiques sur une base de 23 atomes d'oxygène</b>															
Si	7,84	7,81	7,83	7,74	7,68	7,78	7,64	7,78	7,72	7,80	7,81	7,75	7,75	7,72	7,52
Al (iv)	0,09	0,04	0,04	0,03	0,03	0,08	0,30	0,07	0,11	0,13	0,10	0,06	0,05	0,05	0,04
Al (vi)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(iii)	0,25	0,31	0,30	0,34	0,45	0,39	0,50	0,38	0,43	0,39	0,37	0,38	0,37	0,41	0,62
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe(ii)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03
Mg	4,80	4,82	4,81	4,85	4,80	4,73	4,48	4,76	4,71	4,64	4,68	4,78	4,80	4,77	4,79
Ca	1,91	1,74	1,80	1,69	1,52	1,78	1,79	1,78	1,75	1,89	1,88	1,68	1,73	1,70	1,16
Na	0,08	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,13	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	14,99	14,77	14,84	14,72	14,56	14,83	14,93	14,82	14,81	14,94	14,93	14,73	14,77	14,75	14,20

Échantillon		16-DT-5526									
Numéro d'analyse	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22	#23	#24	#25	
	p5	p6	p7	p8	p9	p21	p22	p23	p24	p33	
SiO2	57,53	57,85	58,25	56,89	56,86	57,85	57,08	57,05	57,50	56,85	
TiO2	0,12	0,12	0,17	0,00	0,09	0,07	0,00	0,05	0,09	0,05	
Al2O3	0,40	0,41	0,19	0,30	0,91	0,18	0,51	0,71	0,30	0,19	
Cr2O3	0,08	0,12	0,06	0,00	0,16	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	
MgO	24,59	23,79	23,84	24,91	23,25	24,47	23,60	23,25	23,49	24,24	
CaO	9,68	12,69	12,61	11,35	12,89	11,68	13,04	12,96	12,91	11,77	
MnO	0,33	0,16	0,13	0,21	0,10	0,20	0,13	0,11	0,15	0,23	
FeO	4,60	2,69	2,59	3,04	2,85	2,47	2,18	2,49	2,32	3,27	
CoO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	
NiO	0,10	0,07	0,08	0,06	0,07	0,06	0,05	0,02	0,07	0,03	
Na2O	0,21	0,23	0,14	0,11	0,43	0,14	0,26	0,35	0,20	0,12	
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	
H2O	2,17	2,18	2,20	2,14	2,17	2,15	2,17	2,17	2,15	2,16	
<b>Proportions atomiques sur une base de 23 atomes d'oxygène</b>											
Si	7,56	7,80	7,85	7,62	7,76	7,77	7,83	7,83	7,87	7,68	
Al (iv)	0,06	0,07	0,03	0,05	0,15	0,03	0,08	0,11	0,05	0,03	
Al (vi)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe(iii)	0,51	0,30	0,29	0,34	0,33	0,28	0,25	0,29	0,27	0,37	
Ti	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe(ii)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	
Mg	4,82	4,78	4,79	4,97	4,73	4,90	4,83	4,75	4,79	4,88	
Ca	1,36	1,83	1,82	1,63	1,88	1,68	1,92	1,90	1,89	1,70	
Na	0,05	0,06	0,04	0,03	0,11	0,04	0,07	0,09	0,05	0,03	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	14,42	14,89	14,86	14,66	15,00	14,72	14,99	15,00	14,95	14,74	

Échantillon	16-DT-5530						15-RP-6138									
	#22	#23	#24	#25	#26	#27	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	
Numéro d'analyse	p4	p5	p6	p12	p14	p15	p1	p2	p5	p15	p16	p17	p29	p30	p31	
SiO2	43,33	45,42	55,33	43,91	42,45	44,65	48,74	48,32	48,48	49,28	50,60	48,23	48,77	48,47	49,97	
TiO2	0,29	0,16	0,00	0,30	0,32	0,25	0,47	0,45	0,49	0,27	0,19	0,37	0,35	0,44	0,38	
Al2O3	15,24	12,73	0,44	14,05	16,07	13,92	8,82	9,94	9,44	8,60	6,62	9,95	8,73	9,41	7,50	
Cr2O3	0,01	0,08	0,00	0,00	0,03	0,14	0,16	0,07	0,03	0,12	0,11	0,16	0,09	0,07	0,10	
MgO	12,09	13,14	20,77	13,06	11,94	12,91	15,28	14,61	14,75	15,38	16,65	14,50	15,44	14,97	16,04	
CaO	11,56	11,78	1,29	11,47	11,74	11,96	11,05	11,71	11,62	11,69	9,37	11,65	11,88	11,94	9,13	
MnO	0,23	0,24	0,82	0,21	0,14	0,19	0,21	0,15	0,15	0,17	0,28	0,15	0,15	0,14	0,24	
FeO	12,85	12,57	18,32	12,28	12,90	11,93	11,68	11,10	11,46	11,17	12,65	11,60	11,00	11,02	13,52	
CoO	0,02	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	
NiO	0,06	0,04	0,03	0,04	0,00	0,07	0,08	0,05	0,04	0,04	0,09	0,05	0,03	0,06	0,10	
Na2O	1,79	1,43	0,05	1,72	1,84	1,53	0,86	0,90	0,89	0,76	0,64	1,00	0,84	0,95	0,70	
K2O	0,09	0,10	0,00	0,09	0,12	0,11	0,05	0,06	0,08	0,05	0,04	0,06	0,06	0,07	0,04	
H2O	2,05	2,02	2,04	2,04	2,00	2,04	2,08	2,04	2,08	2,08	2,06	2,05	2,02	2,03	2,08	
<b>Proportions atomiques sur une base de 23 atomes d'oxygène</b>																
Si	6,23	6,50	7,00	6,30	6,11	6,40	6,86	6,86	6,87	6,95	6,98	6,83	6,91	6,88	6,87	
Al (iv)	1,77	1,50	0,07	1,70	1,89	1,60	1,14	1,14	1,13	1,05	1,02	1,17	1,09	1,12	1,13	
Al (vi)	0,81	0,64	0,00	0,67	0,83	0,75	0,33	0,52	0,45	0,38	0,05	0,49	0,37	0,45	0,08	
Fe(iii)	0,83	0,80	1,94	0,94	0,83	0,67	1,12	0,70	0,78	0,84	1,46	0,76	0,79	0,66	1,55	
Ti	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	
Fe(ii)	0,71	0,70	0,00	0,53	0,72	0,76	0,25	0,61	0,58	0,48	0,00	0,61	0,52	0,65	0,00	
Mn	0,03	0,03	0,09	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	
Mg	2,59	2,80	3,91	2,79	2,56	2,76	3,21	3,09	3,12	3,24	3,42	3,06	3,26	3,17	3,29	
Ca	1,78	1,80	0,18	1,76	1,81	1,84	1,67	1,78	1,76	1,77	1,38	1,77	1,80	1,82	1,34	
Na	0,50	0,40	0,01	0,48	0,51	0,42	0,23	0,25	0,24	0,21	0,17	0,28	0,23	0,26	0,19	
K	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
TOTAL	15,29	15,22	13,19	15,26	15,34	15,28	14,91	15,04	15,02	14,98	14,56	15,05	15,04	15,09	14,54	

Échantillon	16-SG-3508								16-DT-5505			
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#18	#19	#20	#21
Numéro d'analyse	p1	p2	p12	p13	p14	p15	p16	p17	p3	p11	p12	p13
SiO2	51,46	51,67	52,51	52,36	45,21	52,79	51,50	51,96	47,38	46,04	47,27	47,09
TiO2	0,50	0,23	0,13	0,11	0,61	0,09	0,00	0,24	0,41	0,43	0,51	0,38
Al2O3	4,82	4,76	3,20	3,87	12,93	2,66	3,60	4,34	9,47	11,20	10,25	9,93
Cr2O3	0,14	0,10	0,00	0,08	0,13	0,08	0,05	0,05	0,00	0,12	0,01	0,00
MgO	14,16	14,16	15,25	14,30	12,70	14,55	13,16	14,30	12,77	11,96	12,50	12,91
CaO	11,87	12,32	12,30	12,36	11,50	12,42	12,42	12,43	12,06	11,97	11,98	11,88
MnO	0,35	0,57	0,58	0,54	0,34	0,56	0,68	0,57	0,21	0,19	0,19	0,19
FeO	15,00	13,93	12,59	13,97	12,57	13,97	15,69	13,33	14,22	14,70	13,48	14,06
CoO	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,05
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,06
Na2O	0,41	0,35	0,19	0,28	1,29	0,19	0,19	0,27	0,97	1,10	0,96	1,05
K2O	0,04	0,08	0,04	0,09	0,18	0,06	0,12	0,09	0,08	0,12	0,23	0,05
H2O	2,08	2,07	2,06	2,02	2,02	2,04	1,95	2,07	2,03	2,05	2,05	2,02
<b>Proportions atomiques sur une base de 23 atomes d'oxygène</b>												
Si	7,31	7,40	7,57	7,52	6,48	7,63	7,51	7,49	6,85	6,65	6,84	6,78
Al (iv)	0,69	0,60	0,43	0,48	1,52	0,37	0,49	0,51	1,15	1,35	1,16	1,22
Al (vi)	0,11	0,20	0,12	0,17	0,66	0,09	0,13	0,22	0,46	0,56	0,59	0,47
Fe(iii)	0,73	0,44	0,42	0,38	0,80	0,34	0,39	0,31	0,58	0,64	0,43	0,69
Ti	0,05	0,02	0,01	0,01	0,07	0,01	0,00	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04
Cr	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe(ii)	1,05	1,22	1,10	1,30	0,71	1,35	1,53	1,30	1,14	1,14	1,20	1,00
Mn	0,04	0,07	0,07	0,07	0,04	0,07	0,08	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	3,00	3,02	3,28	3,06	2,71	3,14	2,86	3,07	2,75	2,58	2,70	2,77
Ca	1,81	1,89	1,90	1,90	1,77	1,92	1,94	1,92	1,87	1,85	1,86	1,83
Na	0,11	0,10	0,05	0,08	0,36	0,05	0,05	0,08	0,27	0,31	0,27	0,29
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01
TOTAL	14,92	15,00	14,96	14,99	15,16	14,99	15,02	15,01	15,15	15,18	15,17	15,14

**MICROSONDE**

**PLAGIOCLASE**

Échantillon	16-DT-3508				15-RP-6138				16-DT-5505					16-DT-5530					
Numéro d'analyse	#1 p10	#2 p11	#3 p3	#4 p4	#5 p27	#6 p28	#7 p32	#8 p33	#9 p1	#10 p2	#11 p9	#12 p10	#13 p14	#14 p2	#15 p3	#16 p8	#17 p9	#18 p10	#19 p16
SiO2	48,40	46,37	49,25	48,33	46,72	47,70	48,84	49,41	45,59	45,59	50,74	47,27	45,53	43,55	43,88	45,30	44,88	44,53	44,18
TiO2	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,07	0,02
Al2O3	33,33	34,91	32,67	33,50	34,21	33,00	32,30	32,53	34,88	34,55	31,87	34,74	34,28	35,51	35,50	34,95	35,60	35,87	35,84
FeO	0,01	0,04	0,06	0,06	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,09	0,02
MnO	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
CaO	15,68	17,59	15,27	16,04	17,28	15,78	14,58	15,32	17,66	17,29	14,13	17,22	17,19	18,56	18,75	18,07	18,65	19,10	18,99
Na2O	2,76	1,62	2,99	2,53	1,88	2,75	3,45	3,09	1,62	1,84	3,65	1,97	1,87	1,16	1,07	1,45	1,06	0,78	0,97
K2O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02
<b>Proportions atomiques sur une base de 8 atomes d'oxygène</b>																			
Si	2,21	2,12	2,24	2,20	2,14	2,20	2,25	2,25	2,10	2,11	2,30	2,14	2,12	2,04	2,04	2,09	2,07	2,05	2,04
Al	1,79	1,88	1,75	1,80	1,85	1,80	1,75	1,75	1,90	1,89	1,70	1,86	1,88	1,96	1,95	1,90	1,93	1,94	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,77	0,86	0,74	0,78	0,85	0,78	0,72	0,75	0,87	0,86	0,69	0,84	0,86	0,93	0,94	0,89	0,92	0,94	0,94
Na	0,24	0,14	0,26	0,22	0,17	0,25	0,31	0,27	0,14	0,16	0,32	0,17	0,17	0,11	0,10	0,13	0,09	0,07	0,09
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,03	0,05	0,10	0,01	0,00	0,09	0,06	0,04	0,05	0,01	0,01	0,06	0,81	0,00	0,01	0,08	0,00	0,01	0,02
Ab	24,12	14,27	26,16	22,23	16,42	23,96	29,99	26,75	14,24	16,12	31,88	17,11	16,28	10,17	9,33	12,66	9,35	6,88	8,44
An	75,86	85,67	73,74	77,77	83,58	75,95	69,95	73,21	85,72	83,87	68,11	82,83	82,91	89,83	90,65	87,26	90,65	93,11	91,54

**MICROSONDE**

**CHLORITE**

Échantillon	15-RP-6138		16-DT-5530	16-DT-5527	16-DT-5525		16-DT-5526	
	#1	#2	#3	#1	#6	#7	#8	#11
Numéro d'analyse	p18	p19	p11	p3	p3	p13	p14	p10
SiO2	26,90	26,93	27,22	32,38	31,49	31,47	31,23	32,91
TiO2	0,12	0,15	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02
Al2O3	22,14	22,25	22,59	14,34	15,12	14,59	15,46	13,93
Cr2O3	0,28	0,13	0,00	0,61	1,04	0,89	0,63	0,92
MgO	22,91	20,63	22,96	33,92	31,37	30,91	31,45	33,97
CaO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,10	0,00	0,12	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	14,85	17,69	14,67	5,07	7,46	8,08	7,42	5,30
NiO	0,14	0,13	0,09	0,09	0,23	0,16	0,08	0,07
Na2O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
H2O	12,01	11,93	12,09	12,49	12,35	12,24	12,32	12,57
<b>Proportions atomiques sur une base de 28 atomes d'oxygène</b>								
Si	5,37	5,41	5,40	6,19	6,10	6,15	6,06	6,26
Al iv	2,63	2,59	2,60	1,81	1,90	1,85	1,94	1,74
Al vi	2,59	2,69	2,68	1,44	1,56	1,52	1,61	1,40
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,04	0,02	0,00	0,09	0,16	0,14	0,10	0,14
Fe3+	0,02	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	2,46	2,89	2,39	0,92	1,28	1,39	1,29	0,92
Mn	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	6,82	6,18	6,79	9,67	9,06	9,01	9,10	9,64
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
OH*	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	35,98	35,90	35,95	36,17	36,10	36,11	36,13	36,12
Oxidé	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui
Fe/Fe+Mg	0,27	0,32	0,26	0,09	0,12	0,13	0,12	0,09
Variété	ripidolite	ripidolite	ripidolite	clinocllore	clinocllore	clinocllore	clinocllore	Clinocllore

**MICROSONDE**

**SULFURES**

Échantillon	Pyrrhotite						Pentlandite			
	16-SG-3508			15-RP-6138			15-RP-6138			
Numéro d'analyse	#1 p18	#3 p7	#6 p10	#9 p21	#12 p24	#13 p25	#4 p8	#7 p11	#10 p22	#14 p26
Co	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,82	1,66	1,50	1,67
Ni	0,44	1,20	1,08	1,03	1,06	0,98	37,13	37,51	37,57	37,27
Fe	61,15	59,67	59,74	60,13	60,34	60,12	27,94	28,78	28,87	28,92
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	37,60	38,45	38,23	38,48	38,63	38,16	32,07	32,23	31,89	31,92
Total	99,41	99,60	99,24	99,94	100,17	99,50	99,16	100,43	100,03	99,97
<b>Proportions atomiques sur une base de 8 atomes de soufre</b>										
Co	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,22	0,21	0,23
Ni	0,05	0,14	0,12	0,12	0,12	0,11	5,06	5,09	5,15	5,10
Fe	7,47	7,13	7,18	7,17	7,17	7,24	4,00	4,10	4,16	4,16
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Échantillon	Chalcopyrite						Pyrite			
	15-RP-6138			16-DT-5505		16-SG-3508	16-DT-5505		16-DT-5530	
Numéro d'analyse	#5 p9	#8 p12	#11 p23	#15 p5	#18 p8	#2 p19	#16 p6	#17 p7	#19 p1	#20 p13
Co	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Ni	0,00	0,27	0,02	0,00	0,00	0,00	0,85	0,01	0,06	0,51
Fe	31,16	30,54	30,67	30,59	30,30	30,53	47,18	48,13	48,29	48,27
Cu	34,67	34,16	35,25	34,66	34,47	34,44	0,00	0,00	0,02	0,01
S	33,41	33,67	33,65	33,60	33,97	33,59	51,26	51,09	51,20	50,87
Total	99,42	98,88	99,65	99,05	98,90	98,66	99,50	99,55	99,77	100,09
<b>Proportions atomiques sur une base de 2 atomes de soufre</b>										
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Fe	1,07	1,04	1,05	1,05	1,02	1,04	1,06	1,08	1,08	1,09
Cu	1,05	1,02	1,06	1,04	1,02	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00

**MICROSONDE**

**OXYDES**

Échantillon	16-DT-5527						16-DT-5525					16-DT-5501				16-DT-5526		
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18
Numéro d'analyse	p9	p10	p11	p20	p23	p24	p4	p5	p8	p9	p18	p1	p8	p9	p10	p1	p2	p3
SiO2	0,02	0,03	0,02	0,00	0,36	0,05	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,52	0,06	0,03	0,50	0,05	0,02	0,00
TiO2	0,27	0,29	0,72	0,80	0,17	0,21	0,34	0,56	0,47	0,33	0,90	0,03	0,00	0,00	0,10	0,90	0,31	0,30
Fe2O3	64,42	64,22	62,13	62,60	64,23	65,01	66,04	65,04	65,57	66,06	62,73	68,17	67,51	67,81	67,63	61,79	63,84	63,3
FeO	30,13	30,24	30,23	30,27	29,29	30,24	30,92	30,93	30,84	30,81	30,50	30,28	30,29	30,41	29,64	30,58	30,35	30,1
MgO	0,20	0,13	0,19	0,36	0,42	0,11	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,26	0,07	0,05	0,62	0,04	0,04	0,06
Na2O	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
Cr2O3	2,16	2,18	3,20	2,70	1,73	1,65	1,39	1,53	1,11	1,06	1,58	0,08	0,09	0,00	0,03	2,73	2,36	2,59
V2O3	1,94	1,97	2,78	2,35	1,86	1,64	1,49	1,46	1,35	0,97	1,63	0,00	0,00	0,00	0,08	2,61	2,21	2,56
ZnO	0,00	0,01	0,08	0,00	0,04	0,08	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,07	0,00	0,07	0,02
NiO	0,26	0,23	0,23	0,26	0,22	0,26	0,15	0,10	0,07	0,06	0,09	0,19	0,02	0,15	0,19	0,17	0,20	0,24
Ni	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,02	0,05	0,06	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,02	0,02
Cr	0,17	0,18	0,24	0,21	0,14	0,14	0,11	0,13	0,09	0,09	0,13	0,01	0,01	0,00	0,00	0,21	0,19	0,21
V	0,16	0,16	0,21	0,18	0,16	0,14	0,12	0,12	0,11	0,08	0,14	0,00	0,00	0,00	0,01	0,20	0,18	0,20
Fe3+	1,62	1,61	1,43	1,49	1,60	1,68	1,71	1,66	1,71	1,77	1,58	1,87	1,98	1,98	1,84	1,44	1,58	1,54
Mg	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Σ (site M)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Mg	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01
Fe2+	0,95	0,98	0,97	0,97	0,96	0,97	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,97	0,95	0,94	0,99	0,99	0,97
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Σ (site T)	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Magnétite	79,48	79,73	70,32	73,48	79,64	82,90	85,46	84,09	86,86	89,32	81,67	96,15	98,65	98,32	92,57	73,59	78,70	76,5
Ulvospinelle	1,05	1,14	2,68	2,98	0,69	0,85	1,37	2,25	1,91	1,38	3,63	0,13	0,00	0,00	0,44	3,45	1,19	1,13
Chromite	8,77	8,96	12,46	10,50	7,28	6,93	5,83	6,42	4,75	4,57	6,74	0,38	0,40	0,00	0,13	10,99	9,63	10,4
Gahnite	0,00	0,04	0,28	0,01	0,14	0,32	0,03	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,37	0,28	0,00	0,25	0,06
Spinnelle	1,50	0,97	1,38	2,68	3,35	0,89	0,34	0,33	0,26	0,18	0,50	2,30	0,58	0,45	5,34	0,32	0,27	0,45
Coulsonite	8,01	8,19	11,00	9,30	7,94	6,99	6,33	6,24	5,89	4,28	7,05	0,00	0,00	0,00	0,38	10,65	9,16	10,4
Trévorite	1,06	0,97	0,91	1,05	0,94	1,13	0,64	0,44	0,32	0,28	0,41	0,92	0,09	0,70	0,86	0,69	0,81	0,99

## **Annexe C : LASER**

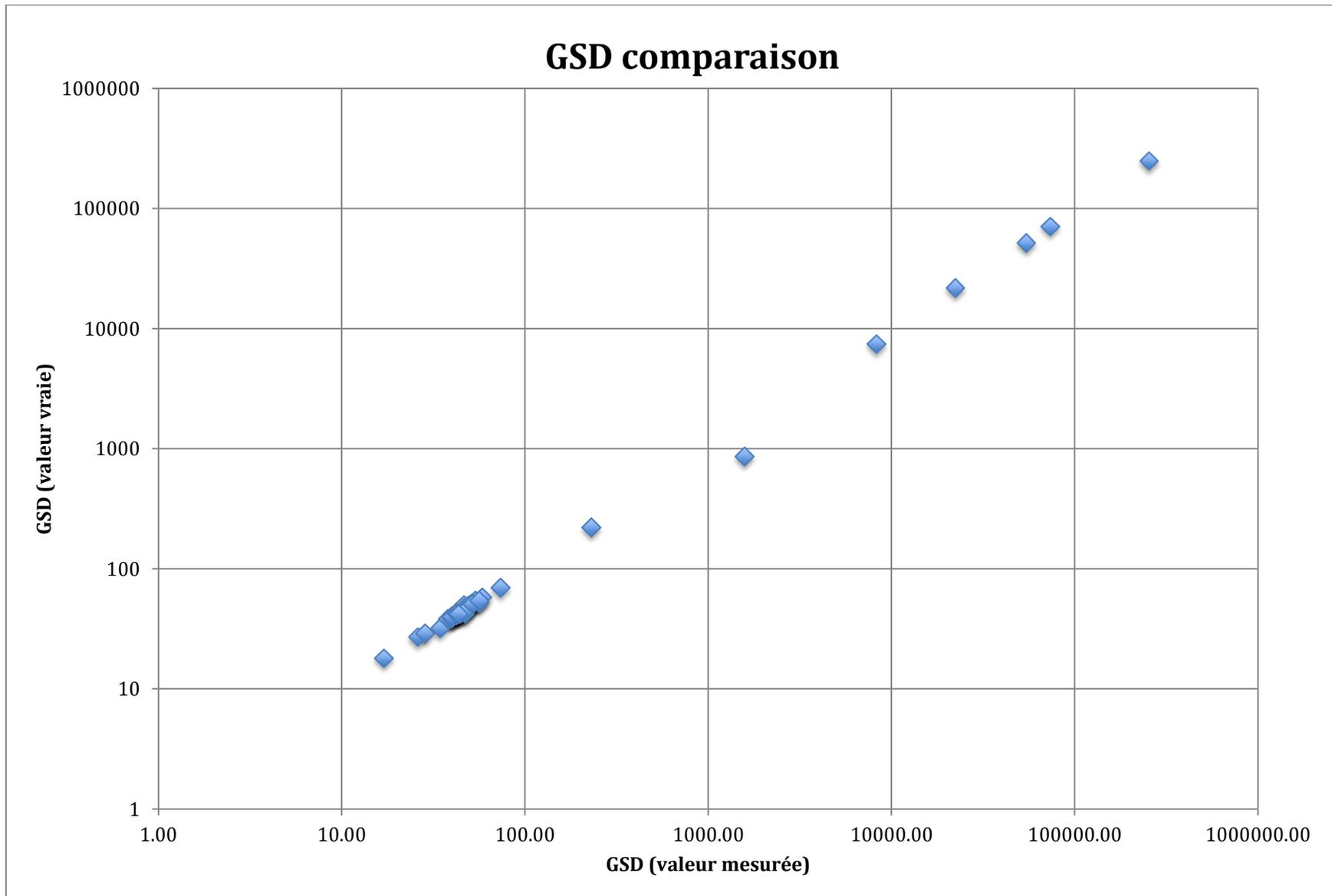
### **Matériaux de références**

Valeur mesurée	GSD-4,d	GSD-5,d	GSD-6,d	GSE-4,d	GSE-5,d	GSE-6,d	610-4,d	610-5,d	610-6,d
Fe57_CPS	12100000	11730000	10420000	10940000	8250000	9000000	103700	106200	103800
Mg_m25	22800	21960	22450	21110	21110	21110	395,5	404,3	413
Al_m27	74600	73300	73600	68800	68800	68800	8610	8400	8280
Si_m28	264000	256500	245400	251000	251000	251000	254300	265300	251800
Si_m29	259000	255400	258000	251000	251000	251000	253600	259700	252300
P_m31	1664	1472	1606	70	70	70	538	521	541
S34_CPS	18290	13640	11250	15600	14050	10800	21380	22650	19330
Ca_m43	54200	55000	54400	52900	52860	52900	72800	71800	69700
Sc_m45	56,1	55,8	57	530	530,1	530	446,3	417,3	422
Ti_m47	8320	8250	8350	450	450	450	426	404,8	424
Ti_m49	8160	8210	8400	450	450	450	408	408	420
V_m51	48,4	46,7	45,9	440	440	440	381,9	391,3	373
Cr_m52	47,4	46,3	48,3	400	400	400	322,4	325,7	332,1
Cr_m53	44,3	44,9	45,6	400	400	400	322,1	319,3	315,7
Mn_m55	233	225,5	232,4	590	590	590	349,8	362,4	351,3
Co_m59	40,8	38,59	40,7	380	380	380	316,6	310,7	317,7
Ni_m60	59,4	59,7	57,1	440	440	440	350,7	360,4	342,9
Cu_m63	41,4	39,1	43,9	380	380	380	367,6	346,1	356,8
Cu_m65	44,1	40,4	41,8	380	380	380	379,6	355,1	355
Zn_m66	51,6	55,1	53,9	460	460	460	333,3	354,6	306,3
Zn_m67	54,1	55,6	59,9	460	460	460	340,2	346,7	339,7
Ga_m69	54,3	53,2	53,2	490	490	490	317,8	321,8	324
Ge_m72	33,9	31,98	31,9	320	320	320	276	280,5	259,7
As_m75	27,1	25,52	25,5	260	259,9	260	137,8	145,4	135,5
Ge_m76	41,9	29,5	31,9	320	320	320	282,5	278,4	286
Sr_m88	73,6	74,2	72,7	447	447	447	441,4	443	429
Y_m89	42,7	41,93	42,9	410	410,1	410	433,4	391,4	407
Zr_m90	42,4	43,02	44,6	410	410,1	410	426,1	390,4	402
Zr_m91	43,5	42,4	44,6	410	410,1	410	433,7	384,7	397,4

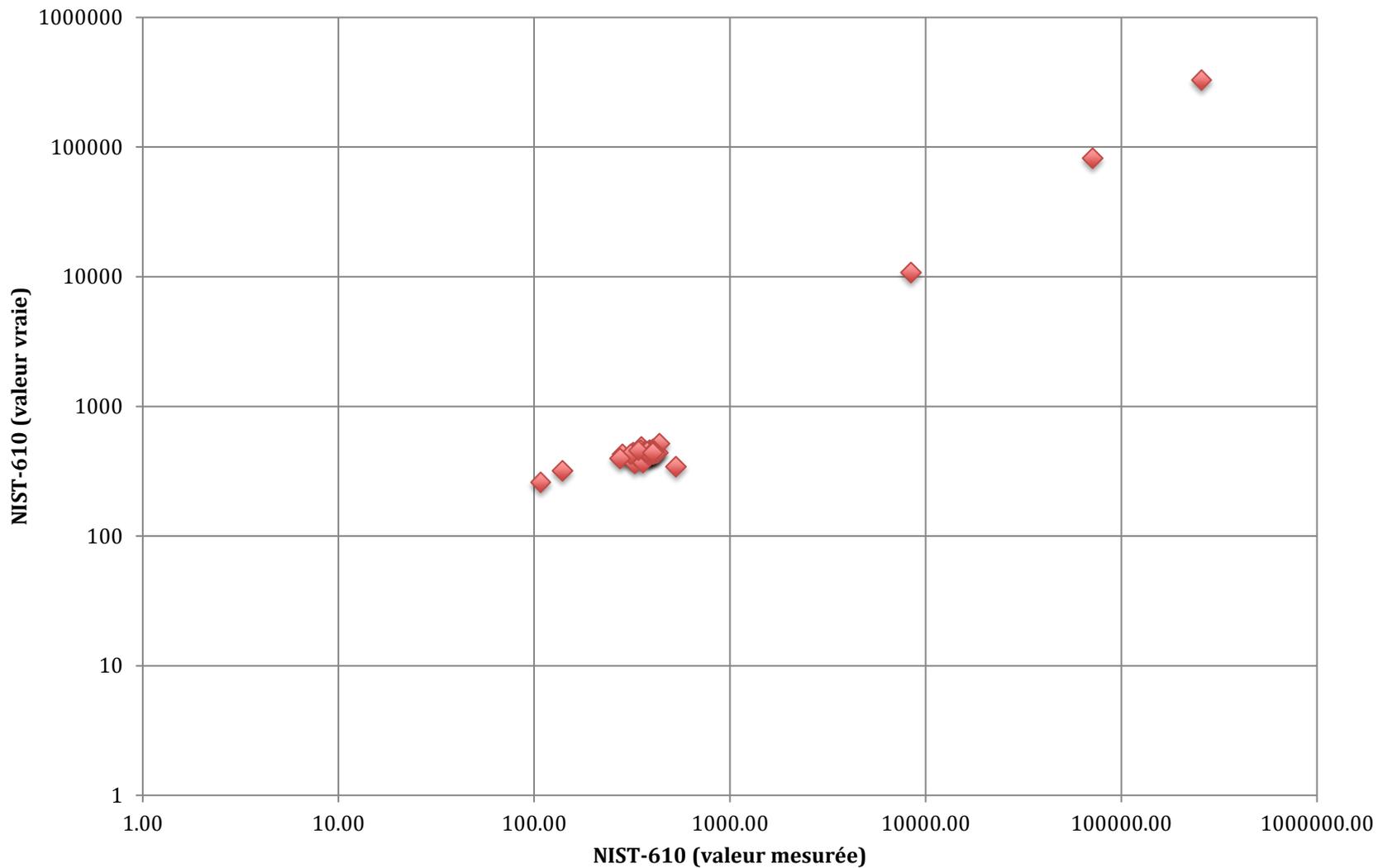
Zr_m92	41,3	42,6	43	410	410	410	382,1	368,7	371
Nb_m93	43,8	45,13	44,6	420	420	420	382,2	390,3	380
Mo_m95	38,8	40,5	39,4	390	390	390	319,2	335,7	314,7
Mo_m98	39,9	40,5	39	390	390	390	333,9	336,4	320,6
Cd_m111	17,77	16,99	16,24	160	160	160	117,7	108,3	98,7
In_m115	38,7	37,9	37,89	370	370	370	319,8	321,8	312,5
Sn_m118	29,4	28,54	27,77	280	280	280	274,2	281	270,2
Sb_m121	45,8	44,1	44,4	450	450	450	360,4	372,7	345,1
La_m139	39,5	39,3	40,4	392	392	392	381,9	361,9	363,6
Ce_m140	42,1	42,85	42,8	414	414	414	356,9	367,7	363,3
Pr_m141	45,4	45,45	47,3	460	460	460	366,6	356,6	363,2
Nd_m146	44,7	45,34	46,4	453	453,1	453	368,5	352,8	357,1
Sm_m147	47,9	48	49,4	488	488,1	488	407	388,4	393,3
Eu_m153	41,7	43,07	41,9	410	410	410	399,3	391,3	375
Gd_m157	49,7	49,9	52,1	514	514,1	514	406,7	373,5	388,4
Tb_m159	45,6	46,11	47,7	480	480,1	480	385,8	358,3	369,1
Dy_m163	52,5	52,3	52	524	524,1	524	412,3	373,1	375,8
Ho_m165	48,2	48,8	50,5	501	501,1	501	418,1	382,5	393,9
Er_m166	40,2	39,81	41,02	595	595,2	595	432,3	389,1	400,6
Tm_m169	48,4	48,65	50,1	500	500,1	500	405,4	369,2	378,5
Yb_m172	51,4	51,4	52,8	520	520,1	520	424,6	390,6	402,9
Lu_m175	51,4	51	52,3	518	518,1	518	412,7	368,8	379,3
Hf_m177	38,4	39,4	40	395	395,1	395	397,3	357,2	366,5
Hf_m178	39,2	39,16	40,2	395	395,1	395	399,2	355,3	360,8
Ta_m181	39,5	39,18	40,6	390	390,1	390	389,6	359,8	362,8
W_m182	42,7	45,7	41,9	430	430	430	368,1	380,9	353,6
W_m184	39,6	45,7	41,6	430	429,9	430	371,2	400,6	359,9
Hg201_C	3040	2380	2890	2770	2030	2810	4540	3660	3890
PS									
Pb_m207	46,5	46,2	46,4	378	378	378	322,6	308,4	304,2
Pb_m208	46,6	47,5	45,7	378	378	378	308	307,9	281,5

Éléments (valeur vraie)	GSD	GSE	NIST-610
Al	70921,5	68804	10797
As	27	260	317
Ca	51429,3	52858	82144
Cd	18	160	259
Ce	41,4	414	448
Co	40	380	405
Cr	42	400	361
Cu	42	380	430
Dy	51,2	524	427
Er	40,1	595	426
Eu	41	410	461
Ga	54	490	438
Gd	50,7	514	444
Ge	32	320	426
Hf	39	395	432
Ho	49	501	-
In	38	370	-
La	39,1	392	-
Lu	51,5	518	435
Mg	21709	21106	465
Mn	220	590	485
Mo	39	390	410
Nb	42	420	419
Nd	44,7	453	431
Ni	58	440	458,7
P	860	70	343
Pb	50	378	426
Pr	45	460	430
Sb	43	450	369
Sc	52	530	441
Si	248656,8	250994	327180

Sm	47,8	488	451
Sn	29	280	396
Sr	69,4	447	515,5
Ta	40	390	452
Tb	47	480	443
Ti	7431,7	450	434
Tm	49	500	420
V	44	440	442
W	43	430	445
Y	42	410	450
Yb	50,9	520	445
Zn	54	460	456
Zr	42	410	440



# NIST-610 comparaison



Éléments	2-PP1-21P- OL1	2-PP1- 21P-OL2	2-PP1-21P- OL3	2-PP1-21P- OL4	2-PP1-21P- OL5	2-PP1- 21P-OL6	2-PP1-21P- OL7	2-PP1- 21P-OL8
Al_ppm_m27	7,04	25,29	7,95	7,34	6,14	7,77	4900,17	2155,50
As_ppm_m75	1,54	1,70	1,81	1,45	1,54	1,49	2,63	2,76
Ca_ppm_m43	158,07	58,37	58,37	58,37	58,37	94,84	90,53	58,37
Cd_ppm_m111(<LOD)	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
Ce_ppm_m140 (<LOD)	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Co_ppm_m59	252,48	245,58	249,18	251,04	248,46	253,92	265,85	249,89
Cr_ppm_m52	4,02	6,28	9,73	5,62	2,95	6,01	196,87	123,58
Cr_ppm_m53	3,81	6,19	9,07	5,47	2,70	5,29	191,12	117,83
Cu_ppm_m63	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
Cu_ppm_m65	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Dy_ppm_m163 (<LOD)	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88
Er_ppm_m166	0,12	0,19	0,22	0,08	0,06	0,11	0,02	0,03
Eu_ppm_m153	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ga_ppm_m69	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,86	0,31
Gd_ppm_m157	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Ge_ppm_m72	1,18	1,23	1,38	1,25	1,28	1,05	1,32	1,37
Ge_ppm_m76 (<LOD)	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99
Hf_ppm_m177 (<LOD)	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Hf_ppm_m178	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Hg201_CPS	37505,70	35062,80	30320,70	28452,60	29027,40	28596,30	26728,20	29889,60
Ho_ppm_m165 (<LOD)	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22
In_ppm_m115	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05
La_ppm_m139	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01
Lu_ppm_m175	0,14	0,18	0,19	0,10	0,09	0,14	0,04	0,08
Mg_ppm_m25	335539,50	329216,70	333240,30	344161,50	340712,70	342149,70	392444,70	353358,30
Mn_ppm_m55	3417,19	3376,95	3345,34	3553,70	3634,17	3368,33	3598,25	3020,57
Mo_ppm_m95 (<LOD)	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28
Mo_ppm_m98	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08
Nb_ppm_m93	0,38	0,27	0,23	0,18	0,30	0,21	0,54	0,62
Nd_ppm_m146	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01
Ni_ppm_m60	2326,50	2309,26	2284,83	2514,75	2486,01	2385,42	2774,85	2786,34

P_ppm_m31	177,04	173,88	205,63	211,24	227,05	129,90	298,90	91,97
Pb_ppm_m207	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,29	0,29
Pb_ppm_m208	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
Pr_ppm_m141	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
S34_CPS	191408,40	148873,20	149735,40	146142,90	155196,00	149304,30	149879,10	155196,00
Sb_ppm_m121	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,35	0,29
Sc_ppm_m45	10,12	10,36	13,57	7,34	6,09	9,02	8,21	9,79
Si_ppm_m28	232794,00	229057,80	233512,50	236817,60	235380,60	235236,90	283663,80	250756,50
Si_ppm_m29	231644,40	229776,30	232075,50	235380,60	235236,90	236099,10	285100,80	250612,80
Sm_ppm_m147	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Sn_ppm_m118 (<LOD)	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
Sr_ppm_m88	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	4,44	0,58
Ta_ppm_m181	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Tb_ppm_m159	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti_ppm_m47	153,62	177,04	144,13	100,30	135,08	61,65	156,63	704,13
Ti_ppm_m49	147,87	182,64	144,56	98,58	134,93	59,20	160,94	632,28
Tm_ppm_m169	0,04	0,06	0,07	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02
V_ppm_m51	0,32	0,39	0,78	0,28	0,28	0,36	8,05	8,05
W_ppm_m182	0,52	0,47	0,19	0,19	0,58	0,57	1,91	1,61
W_ppm_m184	0,54	0,50	0,19	0,20	0,70	0,60	1,88	1,78
Y_ppm_m89	0,45	0,70	0,78	0,30	0,29	0,36	0,25	0,28
Yb_ppm_m172	0,57	0,74	0,85	0,44	0,36	0,52	0,13	0,42
Zn_ppm_m66	157,06	154,76	158,07	154,62	162,38	149,45	156,78	136,23
Zn_ppm_m67	142,55	142,41	150,31	137,95	153,18	141,26	148,30	133,07
Zr_ppm_m90	0,20	0,11	0,12	0,13	0,10	0,07	0,54	0,41
Zr_ppm_m91	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,33	0,49
Zr_ppm_m92	0,11	0,06	0,08	0,07	0,09	0,05	0,33	0,19

Éléments	2-PP1-21P- OL9	2-PP1-21P- OL10	2-PP1-1- OL1	2-PP1-1- OL2	2-PP1-1-C2- OL (not good)	2-PP1-1-C3- OL	2-PP1-1- C3-OL2
Al_ppm_m27	15,38	5,46	6466,50	804,72	260528,10	14858,58	132,20
As_ppm_m75	1,94	1,19	1,29	37,36	3923,01	9,63	1,09
Ca_ppm_m43	310,39	58,37	2342,31	5029,50	304644,00	650961,00	58,37
Cd_ppm_m111(<LOD)	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
Ce_ppm_m140 (<LOD)	0,32	0,32	14,00	13,11	17,89	29,89	0,32
Co_ppm_m59	255,21	249,46	310,25	297,32	265,99	219,86	232,08
Cr_ppm_m52	3,03	8,75	603,54	20,69	31039,20	2816,52	18,11
Cr_ppm_m53	2,95	8,29	560,43	19,40	31326,60	2672,82	16,81
Cu_ppm_m63	0,39	0,39	0,86	4,89	27,88	0,39	0,39
Cu_ppm_m65	0,50	0,50	0,93	2,85	26,30	0,65	0,50
Dy_ppm_m163 (<LOD)	0,88	0,88	0,88	0,75	2,07	17,24	0,88
Er_ppm_m166	0,05	0,27	0,52	0,65	1,71	9,63	0,05
Eu_ppm_m153	0,00	0,00	1,39	1,62	0,99	4,17	0,02
Ga_ppm_m69	0,24	0,24	1,29	0,99	141,26	1,25	0,24
Gd_ppm_m157	0,01	0,00	0,50	1,67	1,77	15,95	0,04
Ge_ppm_m72	1,35	1,17	2,50	2,66	7,27	9,20	0,79
Ge_ppm_m76 (<LOD)	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99
Hf_ppm_m177 (<LOD)	0,15	0,15	0,15	0,13	20,84	1,62	0,15
Hf_ppm_m178	0,00	0,00	0,03	0,10	21,12	1,14	0,00
Hg201_CPS	27159,30	23135,70	4311,00	2730,30	29314,80	2011,80	0,00
Ho_ppm_m165 (<LOD)	0,22	0,22	0,22	0,22	0,43	3,72	0,22
In_ppm_m115	0,01	0,12	0,02	0,02	0,18	0,07	0,00
La_ppm_m139	0,01	0,00	7,47	7,23	10,83	13,80	0,10
Lu_ppm_m175	0,07	0,20	0,46	0,43	0,39	1,16	0,09
Mg_ppm_m25	338126,10	347610,30	247451,40	240553,80	923991,00	948420,00	297746,40
Mn_ppm_m55	3647,11	3389,88	13349,73	13565,28	1734,46	5201,94	2289,14
Mo_ppm_m95 (<LOD)	0,28	0,28	0,28	0,28	0,47	0,50	0,28
Mo_ppm_m98	0,07	0,07	0,09	0,15	0,60	0,00	0,08
Nb_ppm_m93	0,39	0,13	0,27	0,16	2,39	0,62	0,14
Nd_ppm_m146	0,02	0,00	8,12	7,41	7,93	26,58	0,19

Ni_ppm_m60	2412,72	2235,97	4480,57	4545,23	5776,74	4622,83	3223,19
P_ppm_m31	221,87	294,59	222,74	517,32	715,63	258,66	536,00
Pb_ppm_m207	0,21	0,21	3,49	3,42	38,08	8,33	0,21
Pb_ppm_m208	0,43	0,43	2,79	3,26	35,93	9,05	0,43
Pr_ppm_m141	0,00	0,00	1,77	1,75	2,13	5,98	0,02
S34_CPS	137520,90	149304,30	45840,30	45696,60	223166,10	3879,90	10202,70
Sb_ppm_m121	0,21	0,21	0,21	0,21	2,50	0,24	0,21
Sc_ppm_m45	6,47	22,01	19,49	17,16	99,01	232,79	8,00
Si_ppm_m28	235524,30	247164,00	265413,90	278778,00	2621088,00	1789065,00	212819,70
Si_ppm_m29	236530,20	239979,00	271305,60	287400,00	2667072,00	1807746,00	222016,50
Sm_ppm_m147	0,01	0,00	1,12	1,37	1,84	14,37	0,00
Sn_ppm_m118 (<LOD)	0,43	0,43	0,43	0,43	6,34	0,43	0,43
Sr_ppm_m88	0,58	0,58	11,11	13,08	207,36	935,49	0,58
Ta_ppm_m181	0,01	0,00	0,00	0,06	0,17	0,00	0,01
Tb_ppm_m159	0,00	0,00	0,06	0,13	0,30	2,16	0,01
Ti_ppm_m47	150,60	72,86	73,43	55,04	1231,51	2414,16	14,80
Ti_ppm_m49	150,89	72,86	79,18	55,32	1258,81	2169,87	17,24
Tm_ppm_m169	0,02	0,07	0,11	0,13	0,23	1,18	0,03
V_ppm_m51	0,28	1,22	21,56	1,77	735,74	274,47	1,12
W_ppm_m182	1,23	0,08	11,48	11,04	2,39	0,86	1,62
W_ppm_m184	1,13	0,12	11,15	10,88	2,50	0,27	1,51
Y_ppm_m89	0,26	0,94	3,09	6,48	13,61	99,15	0,42
Yb_ppm_m172	0,23	0,93	1,61	1,48	2,20	11,64	0,34
Zn_ppm_m66	162,81	157,06	167,12	144,99	89,53	112,09	122,43
Zn_ppm_m67	160,37	156,78	169,57	156,63	204,05	109,21	126,46
Zr_ppm_m90	0,17	0,05	0,17	7,19	918,24	24,86	0,20
Zr_ppm_m91	0,28	0,28	0,28	8,05	916,81	24,29	0,28
Zr_ppm_m92	0,08	0,03	0,22	4,17	521,63	13,51	0,00

## **Annexe D : Modélisation avec MELTS**

Olivine																		
T	P	f O2	Masse	rho	SiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	G	H	S	V	Cp	tephroite	fayalite	monticellite	forsterite
1166	1	-8	1,17	3	39,46	16,55	0,48	43,85	0,42	-18,15	-14,21	2,77	0,35	1,44	0,51	17,54	1,14	80,81
1146	1	-9	2,77	3	39,10	18,42	0,55	41,51	0,41	-42,36	-33,24	6,52	0,83	3,38	0,60	19,70	1,12	78,58
1126	1	-9	1,48	3	38,67	6384	0,65	39,66	0,38	-22,18	-17,43	3,45	0,44	1,79	0,71	22,31	1,06	75,92
1106	1	-9	1,20	3	38,20	23,86	0,75	37,61	0,36	-17,63	-13,86	2,77	0,35	1,44	0,83	25,27	1,01	72,89
1086	1	-9	1,21	3	37,67	25,78	0,87	35,34	0,34	-14,55	-11,45	2,32	296	1,20	0,97	28,61	0,96	69,45
1066	1	-10	0,84	3	37,14	28,48	1,11	33,48	0,32	-11,70	-9,21	1,89	0,24	0,98	1,15	32,06	0,92	65,86
1046	1	-10	0,57	3	36,74	30,45	1,21	31,31	0,30	-7,80	-6,14	1,27	0,16	0,66	1,39	34,65	0,87	63,08
1026	1	-13	0,14	3	32,44	49,43	7,62	10,70	0,24	-1,43	-1,12	0,27	0,35	0,14	10,08	64,58	0,82	24,52
866	1	-13	0,18	3	32,44	49,43	7,62	10,70	0,24	-0,19	-0,15	0,40	0,00	0,20	10,08	64,58	0,82	24,52
846	1	-13	0,18	4	31,71	50,21	8,42	9,42	0,23	-1,79	-1,41	0,34	0,44	0,17	11,25	66,21	0,78	21,76
826	1	-13	0,14	4	31,45	50,77	9,28	8,28	0,22	-1,38	-1,85	0,26	0,34	0,14	12,50	67,49	0,75	19,26
806	1	-14	0,18	4	31,11	50,37	11,5	6,75	0,23	-1,72	-1,37	0,33	0,43	0,17	15,73	67,71	0,77	15,79
786	1	-14	0,13	4	30,70	48,20	16,1	4,90	0,26	-1,23	-0,97	0,24	0,31	0,12	22,24	65,41	0,92	11,43

Feldspath																	
T (C)	P (kbars)	f O2	Masse (g)	rho (gm/cc)	wt% SiO2	wt% Al2O3	wt% CaO	wt% Na2O	wt% K2O	G (kJ)	H (kJ)	S (J/K)	V (cc)	Cp (J/K)	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	0,12	0,88	0,000609
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	0,13	0,87	0,000694
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	0,14	0,86	0,000765
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	0,15	0,85	0,00083
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	0,16	0,84	0,000889
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	0,18	0,82	0,000942
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	0,19	0,81	0,000992
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	0,22	0,78	0,0001144
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	0,26	0,74	0,0001424
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	0,30	0,70	0,0001731
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	0,34	0,66	0,0002064
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	0,38	0,61	0,0002425
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	0,42	0,57	0,0002809
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	0,46	0,54	0,0003216
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	0,50	0,50	0,0003638
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	0,50	0,50	0,0003638
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	0,53	0,47	0,0004065
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	0,56	0,44	0,0004502
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	0,59	0,40	0,0006117
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	0,63	0,36	0,00010035

### Clinopyroxène

T	P	f O2	Masse	rho	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	G	H	S	V	Cp	diopsi de	clinoens tatite	heden bergite	aluminio -buffo	buff onite	essenit e	jadei te
1126	1	-9	3,86	3	50,58	0,47	5,85	1,67	5,52	15,82	20,73	0,13	-49,62	-39,72	7,71	0,95	3,65	50,54	17,41	16,96	9,52	-6,93	11,55	0,96
1106	1	-9	5,24	3	50,17	0,61	5,21	1,82	6,15	15,40	20,50	0,15	-83,57	-67,14	11,92	1,61	6,17	47,02	17,97	18,95	9,97	-6,57	11,61	1,04
1086	1	-9	3,96	3	49,67	0,80	5,37	1,98	6,80	14,91	20,30	0,16	-62,58	-50,45	8,93	1,21	4,63	43,31	18,37	21,04	10,62	-6,15	11,67	1,13
1066	1	-9	3,11	3	49,83	1,45	5,58	2,17	7,46	14,34	20,15	0,17	-48,73	-39,42	6,96	0,95	3,62	39,50	18,53	23,18	11,49	-5,64	11,72	1,23
1046	1	-10	2,64	3	48,60	1,25	5,72	2,32	8,99	13,82	20,17	0,18	-40,95	-33,24	5,85	0,80	3,52	36,09	18,65	25,27	12,14	-5,15	11,67	1,33
1026	1	-10	2,30	3	48,78	1,13	5,47	2,26	8,73	13,72	19,72	0,19	-35,44	-28,88	5,51	0,70	2,65	33,98	19,66	27,28	11,35	-5,02	11,38	1,37
1006	1	-10	1,58	3	49,43	0,95	5,11	2,19	9,44	13,52	19,54	0,20	-24,14	-19,75	3,44	0,48	1,81	32,49	20,16	29,56	10,17	-4,79	10,96	1,45
986	1	-11	0,94	3	49,19	0,83	4,75	2,16	10,26	13,75	19,51	0,22	-14,32	-11,76	2,36	0,28	1,80	31,17	19,86	32,26	9,03	-4,33	10,43	1,58
966	1	-11	0,57	3	49,29	0,74	4,44	2,13	11,16	12,61	19,54	0,23	-8,63	-7,12	1,23	0,17	0,65	30,06	19,36	34,74	8,10	-3,89	9,94	1,70
946	1	-11	0,39	3	49,35	0,67	4,17	2,10	11,73	12,13	19,60	0,25	-5,75	-4,76	0,82	0,12	0,44	29,04	18,74	37,10	7,30	-3,48	9,47	1,83
926	1	-12	0,28	3	49,39	0,61	3,92	2,78	12,42	11,65	19,66	0,27	-4,16	-3,46	0,59	0,84	0,32	28,02	18,08	39,42	6,59	-3,08	9,02	1,95
906	1	-12	0,22	3	49,40	0,57	3,70	2,53	13,10	11,16	19,73	0,28	-3,22	-2,69	0,45	0,65	0,25	26,94	17,41	41,73	5,95	-2,69	8,57	2,08
886	1	-12	0,18	3	49,40	0,53	3,49	2,27	13,80	10,67	19,79	0,30	-2,64	-2,21	0,37	0,54	0,20	25,74	16,76	44,10	5,36	-2,30	8,13	2,21
866	1	-13	0,17	3	49,40	0,54	3,30	1,98	14,30	10,26	19,91	0,31	-2,42	-2,36	0,34	0,50	0,19	25,22	15,92	45,82	5,00	-1,88	7,59	2,34
866	1	-13	0,23	3	49,40	0,54	3,30	1,98	14,30	10,26	19,91	0,31	-0,33	-0,28	0,50	0,10	0,30	25,22	15,92	45,82	5,00	-1,88	7,59	2,34
846	1	-13	0,11	3	49,31	0,62	3,19	1,95	14,60	9,81	20,19	0,34	-1,52	-1,29	0,21	0,31	0,12	25,61	14,41	46,91	4,93	-1,36	7,00	2,50
826	1	-13	0,92	3	49,17	0,72	3,10	1,93	14,91	9,36	20,45	0,36	-1,32	-1,12	0,18	0,27	0,10	25,76	12,94	48,02	5,00	-8,06	6,41	2,68
806	1	-14	0,17	3	48,81	0,92	3,10	2,45	15,22	8,56	20,94	0,40	-2,38	-2,25	0,33	0,49	0,18	26,35	10,17	49,24	5,25	-0,09	5,86	3,04
786	1	-14	0,20	3	48,12	1,20	3,19	2,33	15,96	7,28	21,44	0,48	-2,79	-2,38	0,38	0,58	0,22	25,05	68,61	52,00	5,64	-1,42	5,41	3,62

### Orthopyroxène

T	P	f O2	Masse	rho	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	G	H	S	V	Cp	diopsi de	clinoens tatite	heden bergite	alumino -buffo	buff onite	essen ite	jadei te
1006	1	-10	1,91	3	52,34	0,86	2,51	0,87	19,50	22,89	1,78	0,16	-16,1	-13,0	2,43	0,32	1,31	-60,01	92,86	60,19	4,42	3,94	6,37	0,12
986	1	-11	1,15	3	52,94	0,64	2,34	0,85	21,32	21,67	1,74	0,17	-16,6	-13,4	2,52	0,34	1,36	-65,87	92,95	66,37	4,06	3,70	6,07	0,12
966	1	-11	0,72	3	51,67	0,49	2,20	0,82	23,45	20,52	1,67	0,17	-10,2	-8,31	1,56	0,21	0,85	-71,73	93,18	72,31	3,79	3,51	5,84	0,12
946	1	-11	0,48	3	51,34	0,39	2,97	0,81	24,71	19,42	1,57	0,16	-6,73	-5,48	1,29	0,14	0,56	-77,62	93,50	78,13	3,57	3,36	5,65	0,12
926	1	-12	0,33	3	51,21	0,31	2,49	0,79	26,32	18,37	1,47	0,16	-4,60	-3,75	0,71	0,96	0,39	-83,54	93,89	83,87	3,40	3,22	5,49	0,12
906	1	-12	0,24	3	50,67	0,25	1,92	0,78	27,90	17,34	1,36	0,15	-3,20	-2,62	0,49	0,68	0,27	-89,47	94,31	89,56	3,24	3,10	5,35	0,11
886	1	-12	0,17	3	50,34	0,20	1,85	0,77	29,43	16,33	1,24	0,15	-2,25	-1,85	0,35	0,48	0,19	-95,38	94,74	95,19	3,10	2,98	5,22	0,11
866	1	-13	0,11	3	50,90	0,18	1,76	0,74	30,71	15,53	1,14	0,14	-0,14	-0,12	0,22	0,30	0,12	-100,2	95,15	99,91	2,96	2,85	5,02	0,11
866	1	-13	0,24	3	50,90	0,18	1,76	0,74	30,71	15,53	1,14	0,14	-0,31	-0,26	0,50	0,10	0,30	-100,2	95,15	99,91	2,96	2,85	5,02	0,11

**Spinelle**

T	P	f O2	Masse	rho	TiO2	Al2O3	Fe2O3	Cr2O3	FeO	MgO	G	H	S	V	Cp	chromite	hercynite	magnete	spinel	ulvospinel
1166	1	-8	0,20	4	0,84	35,43	13,24	21,63	12,83	16,59	-267	-202	0,45	0,50	0,23	23,91	11,05	14,31	71,01	1,82
1146	1	-8	0,58	4	0,94	36,30	13,86	19,20	13,26	16,44	-768	-584	0,13	0,14	0,65	21,74	8,94	14,94	70,24	2,02
1126	1	-9	0,25	4	1,56	30,15	17,40	20,42	16,36	14,11	-307	-230	0,55	0,60	0,27	24,05	9,75	19,51	62,71	3,49
1106	1	-9	0,62	4	2,65	25,43	21,55	18,49	20,60	11,82	-714	-527	0,14	0,15	0,65	22,56	8,11	25,03	54,37	6,15
1086	1	-9	0,76	4	4,96	18,89	27,40	14,54	25,11	9,21	-798	-575	0,16	0,17	0,77	18,59	8,39	33,34	44,40	12,06
1066	1	-9	0,15	4	9,56	11,42	33,31	7,40	31,37	6,94	-1396	-974	0,32	0,33	0,14	9,95	12,28	42,66	35,19	24,48
1046	1	-10	0,49	4	13,89	7,25	35,29	1,33	36,64	5,59	-4285	-2944	1,16	0,11	0,46	1,85	14,24	46,54	29,22	36,63
1026	1	-10	1,70	4	14,20	6,24	36,80	0,37	37,91	4,82	-9142	-6274	2,21	0,23	1,00	0,05	12,45	49,07	25,48	37,84
1006	1	-10	0,93	4	13,45	5,59	38,63	0,00	38,28	4,54	-7744	-5310	1,90	0,20	0,87	0,00	9,84	52,01	21,63	36,19
986	1	-11	0,61	4	12,89	4,83	40,20	0,00	38,78	3,31	-4927	-3376	1,23	0,13	0,56	0,00	7,51	54,67	17,81	35,03
966	1	-11	0,40	4	12,33	4,26	41,64	0,00	39,15	2,75	-3101	-2127	0,79	0,83	0,36	0,00	5,78	57,07	14,93	33,78
946	1	-11	0,27	4	11,79	3,81	42,98	0,00	39,99	2,32	-2101	-1444	0,54	0,57	0,25	0,00	4,44	59,27	12,66	32,50
926	1	-12	0,20	4	11,28	3,43	44,23	0,00	39,88	1,97	-1494	-1300	0,39	0,41	0,18	0,00	3,39	61,31	10,83	31,25
906	1	-12	0,15	4	10,80	3,96	45,40	0,00	39,17	1,69	-198	-761	0,29	0,31	0,14	0,00	2,56	63,21	9,31	30,04
886	1	-12	0,11	4	10,35	2,81	46,48	0,00	38,91	1,45	-827	-576	0,22	0,23	0,10	0,00	1,90	64,96	8,04	28,90
866	1	-13	0,60	4	10,46	2,49	46,54	0,00	39,22	1,28	-431	-302	0,11	0,12	0,54	0,00	1,67	65,22	7,13	29,31
866	1	-13	0,22	4	10,46	2,49	46,54	0,00	39,22	1,28	-16	-11	0,40	0,00	0,20	0,00	1,67	65,22	7,13	29,31
846	1	-13	0,24	4	11,15	2,15	45,54	0,00	40,58	1,15	-173	-122	0,45	0,50	0,22	0,00	1,68	63,97	6,41	31,30
826	1	-13	0,15	4	11,94	1,85	44,32	0,00	40,86	1,35	-109	-78	0,29	0,30	0,14	0,00	1,70	62,36	5,77	33,57

Oxyde																					
T	P	fO2	Masse	rho	TiO2	Fe2O3	Cr2O3	FeO	MgO	NiO	CoO	G	H	S	V	Cp	geikielite	hematite	ilmenite	pyroph anite	corund um
806	1	-14	0,13	4	0,68	47,61	1,99	9,35	35,26	3,61	2,18	-129	-103	24	3	12	8,04	8,69	72,83	7,55	2,89
786	1	-14	0,17	4	0,70	47,99	1,69	8,64	35,40	4,49	1,80	-161	-129	30	4	15	6,66	8,06	73,40	9,42	2,46

Quartz										
T	P	fO2	Masse	rho	SiO2	G	H	S	V	Cp
806	1	-14	1,32	2	100	-21,72	-18,85	2,67	0,52	1,54
786	1	-14	1,92	2	100	-31,52	-27,45	3,84	0,76	2,23

T (C)	Feldspath (%)	Olivine (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Px (%)	Spinel (%)	Quartz (%)	Rhm Oxyde (%)
1166	0	0	0	0	0	100	0	0
1146	53,26	31,25	0	0	0	15,49	0	0
1126	40,58	15,34	21,35	0	21,35	1,38	0	0
1106	27,89	8,49	30,03	0	30,03	3,56	0	0
1086	27,46	8,84	29,05	0	29,05	5,61	0	0
1066	28,35	11,41	29,41	0	29,41	1,41	0	0
1046	28,05	9,18	28,73	0	28,73	5,30	0	0
1026	25,74	6,20	24,83	0	24,83	18,39	0	0
1006	26,71	0	14,62	17,69	32,31	8,67	0	0
986	37,42	0	12,32	14,97	27,29	8,00	0	0
966	47,89	0	10,04	12,56	22,60	6,92	0	0
946	44,38	0	10,70	13,31	24,01	7,61	0	0
926	47,40	0	10,36	12,27	22,63	7,34	0	0
906	60,52	0	8,18	8,79	16,96	5,55	0	0
886	52,37	0	10,61	9,86	20,47	6,70	0	0
866	37,58	6,66	8,10	5,22	13,31	29,13	0	0
846	52,67	13,16	7,95	0	7,95	18,27	0	0
826	22,05	5,01	33,66	0	33,66	5,62	0	0
806	36,78	5,67	5,40	0	5,40	0	42,44	4,31
786	30,69	3,39	5,28	0	5,28	0	50,89	4,46

T	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	Total	Mg#
1146	43,58	21,81	6,81	0,00	15,35	0,20	11,35	0,88	0,07	0,00	0,28	100,06	80,11
1126	46,04	19,71	5,62	0,46	12,24	0,13	15,04	0,82	0,06	0,13	0,66	100,27	79,56
1106	47,17	16,76	5,83	0,82	11,77	0,10	16,62	0,74	0,06	0,28	0,81	100,15	78,31
1086	46,90	16,73	6,51	0,88	11,41	0,12	16,30	0,79	0,06	0,36	0,10	100,05	75,81
1066	46,65	16,29	7,87	0,92	11,62	0,18	15,79	0,83	0,06	0,62	0,07	100,84	72,52
1046	46,47	16,84	8,16	1,01	10,38	0,17	15,96	0,92	0,07	0,54	0,07	100,52	69,46
1026	46,57	17,59	9,22	0,99	7,17	0,83	16,13	1,05	0,08	0,49	0,00	100,12	58,17
1006	49,88	17,29	8,18	0,80	10,21	0,00	12,60	1,20	0,09	0,49	0,00	100,75	69,04
986	50,25	20,17	6,89	0,61	7,63	0,00	12,88	1,76	0,14	0,31	0,00	100,64	66,44
966	50,59	22,54	5,77	0,45	5,45	0,00	12,81	2,37	0,20	0,19	0,00	100,38	62,82
946	51,22	21,32	6,64	0,49	5,68	0,00	12,13	2,59	0,23	0,18	0,00	100,47	60,44
926	51,93	21,49	6,45	0,55	4,94	0,00	11,74	3,02	0,28	0,14	0,00	100,55	57,80
906	52,89	23,71	4,55	0,35	3,14	0,00	11,51	3,81	0,38	0,09	0,00	100,43	55,28
886	53,29	21,56	5,99	0,44	3,77	0,00	11,05	3,84	0,40	0,10	0,00	100,44	52,89
866	51,59	19,11	10,51	0,35	4,09	0,88	9,72	3,77	0,41	0,09	0,00	100,52	41,01
846	51,21	20,16	10,53	0,21	2,74	1,50	9,17	4,71	0,51	0,07	0,00	100,81	31,73
826	50,60	11,61	12,46	1,07	5,87	0,77	14,67	2,52	0,29	0,40	0,09	100,26	45,73

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

### Composition de la fraction sulfurée (100% sulfures)

Pour recalculer les données analytiques à 100% de sulfures, nous avons supposé que les sulfures sont constitués essentiellement de pyrrhotite, pentlandite et chalcopyrite. La méthode de calcul de la composition des sulfures est tirée de Barnes et Francis (1995). La concentration d'un élément dans la fraction sulfurée de la roche ( $C_s$ ; 100% sulfures) est égale à concentration de l'élément dans la roche riche en sulfures ( $C_r$ ) divisés 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 pauvres en sulfures ( $C_p$ ) doit être retirée 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 divisés 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 chalcopyrite (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 :

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

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

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

La teneur en chalcopryrite est contrôlée par la quantité de Cu présent; en supposant que la formule de la chalcopryrite est CuFeS<sub>2</sub> :

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

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

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

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<sub>7</sub>S<sub>8</sub> alors :

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

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

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

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

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 :

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

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

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

## **Annexe E : Description pétrographique**

SNRC	Échantillon	Estant	Nordant	Litho Terra in	Litho Lame	Litho géochimie	Unité lithologique	Observations pétrographiques	Minéraux	Textures-structures
32N03	16-DT-5501-A	351502	5671419	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	Cette lame présente un assemblage minéralogique secondaire composé essentiellement de serpentine, de chlorite et de trémolite. La serpentine se présente en agrégat allongé et diffus associé à ce qui reste des olivines à grain moyen. La trémolite qui se présente en grain fin, sous forme de baguette aciculaire allongée, est associée systématiquement à la chlorite. La lame semble montrer des lits différenciés de serpentine et de trémolite + chlorite. Les minéraux opaques qui sont hypidiomorphe à xénomorphe représentent la magnétite et l'ilménite.	OL ST CL TM MG-IM 03 43 20 27 07	[GF] [HJ] [LA] [ME]
32N03	16-DT-5502-A	351657	5671185	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	Roche métamorphisée qui montre les mêmes phases que la lame 16-DT-5501, à savoir : serpentine, olivine, chlorite, trémolite avec des oxydes. La proportion d'olivine présente sur cette lame est plus élevée (beaucoup plus de reliques). Au vu de l'assemblage minéralogique, il s'agit clairement d'une roche ultramafique, mais les textures primaires de la roche ne sont pas conservées, ce qui rend difficile la classification de cet échantillon.	OL ST TM CL MG-IM 30 25 38 05 2	[GM] [GF] [ME]
32N03	16-DT-5502-B	351657	5671185	I4I	I4B-V4B	Komatiite (V4A)	Komatiite	Cette partie de l'affleurement 16-DT-5502 montre une autre lithologie. En effet, la roche est essentiellement composée de trémolite et de chlorite. La lame est homogranulaire et les cristaux sont orientés dans toutes les directions. La proportion minéralogique permet de définir cette lame comme une komatiite pyroxénitique.	TM CL MG-IM 80 20 01	[GM] [GF] [HJ] [ME]
32N03	15-YD-2141-A	351876	5671242	I4G	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	On observe un litage qui est longitudinale à la lame comme le litage observé sur la lame 16-DT-5501. Donc, la lame montre un assemblage de serpentine et magnétite associé à de la trémolite + chlorite. L'olivine est présente à 5%. Les minéraux opaques représentent essentiellement des oxydes (de la magnétite principalement) et quelques grains de sulfures.	OL ST CL TM MG 10 50 10 25 05	[GF] [LA] [SC] [ME]

32N04	15-YD-2140-A	351826	5671150	I4G	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	Cette lame présente exactement les mêmes caractéristiques que la 15-YD-2141 en termes de texture et de minéralogie.	OL ST TM CL OF-SF 05 25 40 25 05	[GF] [SC] [ME]
32N03	16-DT-5525-A	348428	5672815	I4	V4A	Komatiite (V4A)	Komatiite	La roche est dépourvue d'olivine, mais elle demeure une des lames les plus importantes. C'est dans cette lame qu'il est possible de faire l'association entre la zone B1 des komatiites, celle qui est composée des lamelles d'olivines orientées et la lame 16-DT-5525 en question. Le litage qui a été mentionné dans les autres lames représente en fait l'orientation des lamelles d'olivines qui ont été remplacées par une minéralogie secondaire de serpentine. L'association trémolite + chlorite représente tout simplement le clinopyroxène + verre volcanique après le métamorphisme. Donc cette lame renseigne sur la nature même de ces roches ultramafiques qui seraient volcaniques, plus précisément des komatiites.	CL TM ST MG-IM 35 38 30 02	[GF] [LA] [AE] [LV] [ME]
32N03	16-DT-5526-A	348475	5672756	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	L'assemblage minéralogique reste le même que pour les autres roches ultramafiques; c'est-à-dire l'olivine, la trémolite, la serpentine, la chlorite ainsi que quelques oxydes et sulfures. Sur les bordures de grain, l'olivine montre un début d'altération en Iddingsite.	OL TM ST CL SF-OF 15 35 10 25 05	[GF] [LA] [AE] [ME]
32N03	16-DT-5526-B	348475	5672756	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	Contrairement à 16-DT5526-A qui contient de l'olivine en relique, celle-ci en est dépourvue. L'ensemble a été serpentinisé et on observe des sulfures disséminés (3-5%). Il faut noter la présence d'une petite veinule de carbonate.	ST TM CL CB SF-OF 30 45 20 Tr 05	[GM] [GF] [MF] [ME]
32N03	16-DT-5527-A	348513	5672797	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	Les phases minérales sont les mêmes que pour les autres roches ultramafiques. Aucune texture primaire n'est observée. Cette lame pourrait représenter la partie cumulative d'une coulée komatiitique après métamorphisme.	ST TM CL OL SF-OF 20 30 30 15 05	[GM] [GF] [HJ] [ME]
32N03	16-DT-5528-A	348568	5672781	I4I	I4-V4	Komatiite (V4A)	Komatiite	La roche montre une texture relativement équigranulaire et elle est assez homogène. Il y a toujours la présence de reliques d'olivines, celles-ci commencent bien entendu à se faire serpentiniser. À noter qu'aucune chromite n'a été trouvée dans les oxydes. Les oxydes sont typiquement représentés par de la magnétite-	ST TM OL CL SF-OF 18 40 02 35 05	[HJ] [GM] [GF] [AE] [ME]

								titanite.		
32N04	16-SG-3508-A	314627	5661487	V3B (M16)	V3B	Basalte (V3B)	Basalte riche en MgO	Basalte à grain fin, équigranulaire, qui est composé en grande partie d'amphibole, de plagioclase, de quartz et de sulfures. On observe aussi la présence de chlorite et d'épidote. À cause de la taille des grains, il est difficile d'estimer la proportion modale du plagioclase vs le quartz. Les grains d'amphiboles montrent une faible orientation symbolisant qu'il y a une faible schistosité. Parmi les sulfures observés, il y a la pyrrhotite et la chalcopyrite.	QZ AM EP CL PL SF 05 45 Tr 05 40 05	[GF] [GT] [SC]
32K13	16-DT-5548-A	300750	5647567	V3B (M16)	V3B	Basalte (V3B)	Basalte riche en MgO	Il y très peu de sulfures sur cette lame et il s'agit de pyrite. Les minéraux montrent clairement une orientation préférentielle selon la direction de la schistosité. Il y a une proportion importante d'épidotes (probablement de la clinozoisite) et de micas blancs (séricite). L'altération de la roche est visiblement non négligeable. Les minéraux sont à grain fin/très fin, et la roche est homogène.	AM QZ SR EP PY 35 20 35 10 Tr	[FO] [GF] [GT] [HJ]
32N04	16-DT-5581-A	314344	5658275	I4B	I3Q	Mélagabbronorite (I3Q)	Mélagabbronorite	La majeure partie de la lame se compose d'amphiboles grossières où les interstices sont occupés par des plagioclases moyennement séricitisés. On observe aussi beaucoup de cristaux d'amphiboles à grain fin qui exposent la recristallisation de la roche. Il faut aussi noter la présence d'épidote sous forme de pistachite. Les grains ne montrent aucune orientation particulière, la roche est massive.	CL PL AM PC SF 05 05 85 05 Tr	[GM] [HJ] [MA]
32N03	16-DT-5582-A	347995	5670942	I3A	I2I	Diorite quartzifère (I2I)/ Gabbro quartzifère	Tholeiite riche en fer	La lame est composée majoritairement d'amphibole, de plagioclase et de quartz. Les amphiboles sont de forme prismatique allongée et souvent idiomorphe. Elles sont parfois maclées et elles peuvent monter localement une extinction roulante. La roche montre une texture orthocumulative où les interstices sont remplis majoritairement par du quartz + plagioclase. Le quartz est à grain fin <100 microns et à texture granoblastique. Les plagioclases sont sous forme de baguettes longues et maclées moyennant 2mm en longueur. Les minéraux opaques qui	CL AM QZ PL EP IM-OF 05 55 10 20 05 05	[GM] [GF] [HJ] [MA]

								représentent 5% de la lame sont des oxydes (magnétite principalement). La proportion importante de quartz dans la roche suggère que la roche serait une diorite quartzifère.		
32N03	16-DT-5585-A	348478	5671066	I3A	I1D	Tonalite (I1D)	Tholeiite riche en fer	Les amphiboles sont à grain fin (taille comprise en 100 et 500 microns) avec une proportion modale de 25%. Il est difficile de préciser la nature de l'amphibole optiquement, mais celle-ci est maclée. Il y a 5% d'oxydes de fer et le reste de la roche est composée de quartz et plagioclase. Comme pour la lame 16-DT-5582, les grains de quartz ont une proportion modale importante, ainsi qu'une texture granoblastique. Elles montrent de belles terminaisons avec des jonctions triples. Les grains de quartz sont plus grossiers que sur la lame 5582, ≈ 0,3mm.	PL QZ AM BO OF-SF 40 30 25 Tr 05	[GF] [GM] [HJ] [MA]
32N03	16-DT-5586-A	348496	5671034	I3A	I2J	Diorite (I2J)	Tholeiite riche en fer	Les phases et les proportions minéralogiques de cette lame sont semblable à DT-5582. Les amphiboles, qui montrent les mêmes propriétés optiques (macle, prisme allongé, extinction roulante) que sur les précédentes lames, ont une certaine direction préférentielle. Les amphiboles ont une forme hypidiomorphe et de taille variable (0,01 à 0,5 mm).	AM CL QZ PL PC SF 40 05 15 30 Tr 10	[GM] [HJ] [SC]
32N03	16-DT-5587-A	348466	5670882	I3A	I3Q	Gabbro quartzifère (I3E)	Tholeiite riche en fer	Roche à texture équigranulaire composée essentiellement d'amphiboles à grain moyen/grossier (souvent >3mm). Il s'agit probablement d'hornblende verte maclée. De l'épidote est aussi présent en trace.	AM QZ PL CL 75 10 15 Tr	[GM] [MA] [HJ] [EQ]
32N03	16-DT-5520-A	347752	5672681	V3B	V3	Andésite (V3A)	Acch2a	Échantillon d'andésite composé d'actinote, de plagioclase, de quartz ainsi que des traces d'épidote, de biotite et quelques minéraux opaques. Les grains sont très fins (relativement équigranulaire) et semblent avoir une légère orientation préférentielle. Le quartz est hydiomorphe (<0,1mm) et se présente en sous-grains après une recristallisation totale. Certains plagioclases sont altérés en séricite et d'autres sont bien préservés sous forme de fines baguettes. La biotite est présente à faible proportion dans la lame.	AC BO QZ PL CZ SF 50 02 60 06 Tr 02	[GF] [GT] [SC] [CO]

32N04	16-DT-5534-A	307958	5653397	I4B	I4B	Mélagabbronorite (I3Q)	Mélagabbronorite	La lame montre une texture massive, hypidiomorphe granulaire, voire même hydiomorphe. Les cristaux sont très bien cristallisés et souvent à grain moyen (2mm). Les grains d'amphiboles qui sont plus petits témoignent de la recristallisation subie par la roche. L'extinction des amphiboles est subdroite, les cristaux sont prismatiques et la biréfringence est moyenne. La chlorite, qui est une autre phase associée à cette roche, a une faible proportion (2-3%).	CL AM IM 02 98 Tr	[GM] [MA] [HJ]
32K13	16-DT-5561-A	304407	5648725	I4B	I3	Mélagabbronorite (I3Q)	Mélagabbronorite	La première remarque à faire est l'existence de la biotite en proportion non négligeable (5%). Elle est de forme tabulaire/prismatique et à grain moyen. En termes de microstructure, cette lame est très intéressante puisqu'elle est composée d'amphibole (90%) de différentes granulométries. Il est possible d'observer des reliques d'amphiboles plus grossières (s'approchant de la texture primaire) qui ont été recristallisées en des grains d'amphiboles fins.	BO AM CL PL SF 05 90 05 Tr Tr	[MA] [GM] [GF]
32K13	16-DT-5564-A	304543	5648793	I4B	I4B	Mélagabbronorite (I3Q)	Mélagabbronorite	Lame très étrange montrant un très gros grain d'amphibole (3cm). Les bordures du grain sont composées d'amphiboles à grain fin recristallisées et on observe des inclusions d'oxydes au cœur du grain.	AM 99	[MA] [GG] [GO]
32K13	16-DT-5565-A	304609	5648781	I4B	I4B	Mélagabbronorite (I3Q)	Mélagabbronorite	Les mêmes observations que la DT-5561 sont observées sur cette lame. Elle est composée d'amphibole en majorité avec un peu de plagioclase, de chlorite et de sulfures. Les amphiboles sont hydiomorphe avec une granulométrie variable pouvant être moyenne à fine. La roche est massive.	PL AM CL SF 02 98 Tr Tr	[GM] [GF] [MA]
32K13	16-DT-5573-A	301429	5643503	I4B	I4B	Gabbronorite à olivine (I3R)	Mélagabbronorite	Très peu de sulfures sont visibles sur cette lame, mais il est possible d'observer l'assemblage typique des sulfures magmatiques, soit la pyrrhotite, la chalcopirite et la pentlandite. C'est une roche ressemblant énormément à la DT-5561 encore une fois, et ceci en termes de composition minéralogique et de microstructure. Elle est composée d'amphibole à 95% montrant plusieurs granulométries, ce qui s'explique par la	PL AM CL SF 13 85 02 Tr	[GM] [GF] [MA] [HJ]

								recristallisation statique de la roche lors du métamorphisme.		
32K13	16-DT-5505-A	305304	5650631	I3A	I3G	Anorthosite (I3G)	Intrusion mafique	La roche est marquée par une texture adcumulative à mésocumulative. Les grains de plagioclase sont moyens (souvent >2mm), maclés, non altérés, et très bien cristallisés. Le plagioclase est hydiomorphe et les amphiboles sont des fibres plus ou moins aciculaires (surement de l'actinote). Les amphiboles représentent le matériel intercumulat qui borde les grains d'amphiboles. Ils se retrouvent aussi en inclusion dans les feldspaths, de même que de petits cristaux de quartz (<0,1mm). La roche contient aussi de la clinzoisite. Au vu de la proportion minéralogique de plagioclase dans la lame, cette roche s'approche beaucoup plus d'une anorthosite.	PL AC QZ SF CZ 76 15 05 02 02	[GM] [GF] [GT] [MA] [HJ] [AD]
32K13	16-DT-5505-B	305304	5650631	I1-I3	III	Granitoïde riche en quartz (I3I) + Anorthosite (I3G)	Intrusion mafique	Cette lame mince, qui représente les enclaves leucocrates associées aux roches retrouvées dans l'unité mafique de gabbro, est composée en très grande partie de quartz et de plagioclase. Le reste de la lame est composée de séricite et d'épidote. Les grains de quartz sont bien recristallisés (moyennant 0,1mm) et ils montrent des jonctions triples avec une certaine orientation préférentielle des grains. Les plagioclases sont moyens (0,8mm à 3mm) et une bonne partie est séricitisée. Il s'agirait d'une roche felsique (provenant de la croûte), un granitoïde riche en quartz.	CB CZ QZ PL PC 05 02 65 23 05	[LX] [GF] [GM] [HK]
32K13	16-DT-5508-A	305290	5650625	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	Comme tous les échantillons de gabbro qui seront traités, les phases majeures sont le plagioclase et l'actinote avec quelques phases accessoires comme la chlorite, le quartz et les oxydes/sulfures. Cette lame contient 80% de plagioclase, 15% d'actinote. Elle est massive et à texture mésocumulative. Les plagioclases sont moyens/grossiers (>2mm) et l'actinote et la chlorite sont disposées dans les interstices. Les proportions minéralogiques placent cette roche parmi les leucogabbros.	AC PL CL QZ SF 10 85 05 Tr Tr	[GM] [GG] [MA] [HJ] [MF]

32K13	16-DT-5509-A	305304	5650572	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	La lame est similaire à la DT-5508. On observe du plagioclase maclé à grain grossier, pouvant atteindre 0,5 cm, et qui contient des inclusions d'amphiboles. Ces amphiboles se retrouvent aussi en interstice entre les grains de plagioclase dans une texture mésocumulative. Cette roche contient un peu plus de quartz en sous-grains.	PL CL AC PC QZ CZ SF-OF 80 Tr 13 Tr 05 02 Tr	[GM] [MA] [HJ] [MF]
32K13	16-DT-5511-A	305306	5650456	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	La proportion modale d'amphibole est un peu plus importante dans cette lame que sur les lames précédentes. On observe une texture hypidiomorphe granulaire, plus précisément un orthocumulat avec des cristaux de plagioclase associés à de l'actinote. Le nom de la roche est en conséquence un gabbro.	PL AC CL QZ SF-OF 55 38 05 03 Tr	[GM] [MA] [HJ] [OU]
32K13	16-DT-5512-A	305255	5650467	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	Identique à la lame DT-5509, celle-ci montre les mêmes phases et les proportions minéralogiques. Il est à noter que les sulfures identifiés sont la pyrite et la chalcopyrite, mais dans une très faible proportion.	CL QZ PL AC SF 08 05 67 20 Tr	[GM] [MA] [HJ] [MF]
32K13	16-DT-5530-A	307184	5653308	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	Les phases minérales principales de la lame sont l'amphibole (55%) et le plagioclase + quartz (40%). Les amphiboles sont aciculaires, idiomorphes, et de taille moyennant 0,5mm. Les feldspaths ne sont pas altérés (absence de séricite), mais contiennent des inclusions (actinote + quartz). Les autres phases notables de la lame sont l'épidote, la chlorite et les sulfures. Celles-ci occupent une faible proportion dans l'ensemble. La foliation de la roche est marquée par une orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens. Certaines microstructures de déformation comme les "microkinks" sont visibles sur certains grains de plagioclase.	AC PL QZ EP CL MG-IL 55 28 10 05 Tr 02	[GM] [FO]
32K13	16-DT-5532-A	307903	5653372	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	La proportion modale de sulfures et d'épidotes de cette roche est élevée. On observe 10% de sulfures disséminés ainsi que des oxydes. Les minéraux de ces sulfures sont la chalcopyrite, la pyrrhotite et la pyrite. Il y a beaucoup d'épidotes dans la lame et il est possible d'en distinguer deux : la clinzoisite et la pistachite. Les plagioclases (5%) sont séricitisés et à grain fin. La roche est massive et homogène. La	PL AM EP QZ CL SF 05 40 30 10 05 10	[GM] [GF] [MA] [AE]

								proportion non négligeable de quartz (10%) par rapport au plagioclase s'explique par la contamination de l'encaissant par le granitoïde riche en quartz. L'échantillon provient du secteur d'un affleurement où les deux lithologies coexistent. Cette relation permet de faire une corrélation entre la teneur en sulfure de la roche et la présence d'enclave leucocrate de granitoïde riche en quartz.		
32K13	16-DT-5532-B	307903	5653372	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	Contrairement à la lame 16-DT-5532A, la lame 16-DT-5532B a été prélevée dans une zone de l'affleurement qui n'est pas proximal aux xénolites de granitoïde riche en quartz. L'assemblage minéralogique n'est donc pas la même que sur la lame précédente. Celle-ci ne montre pas d'épidote et les sulfures sont des phases mineures. Les feldspaths, à grain moyen, sont faiblement altérés et il apparaît clair que cet échantillon n'est pas aussi altéré que le précédent.	PL QZ AM CL IM 30 15 50 02 03	[GM] [MA]
32N04	16-DT-5536-A	307948	5653411	I3A	I3A		Intrusion mafique	Roche foliée où la direction de la foliation est clairement indiquée par les amphiboles. Les sulfures disséminés qui forment 5% de la lame sont représentés sous forme de pyrrhotite à grain moyen/fin, de chalcopyrite à grain moyen/fin et de pentlandite à grain très fin. La majorité des plagioclases est séricitisée. Le quartz apparaît typiquement en sous-grains après recristallisation. Il y a aussi une proportion d'épidote (clinozoïsite et pistachite) non négligeable.	EP AM PL QZ SF 15 55 25 Tr 05	[GM] [GF] [FO] [AE]
32N04	16-DT-5540-A	308628	5653666	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	Cette lame prélevée de l'affleurement 16-DT-5540 montre une différence de granulométrie assez importante des mêmes phases minérales (pour les plagioclases et les amphiboles). Les grains peuvent être millimétriques (>5mm) à micrométriques. La caractéristique de cet affleurement est connue sous le nom de "varietextured". Le niveau d'altération est moyen, la grande majorité des plagioclases sont séricitisés.	AC PL QZ SF-OF 60 35 05 Tr	[GF] [GM] [GG] [HG]

32K13	16-DT-5553-B	306943	5652562	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	La roche étudiée est massive et altérée. La quantité de minéraux opaques observée est importante (10%), ce qui en fait une des roches les plus prolifiques en termes de minéralisation. Typiquement, on observe des oxydes (magnétite-ilménite) et des sulfures (pyrrhotite + chalcopyrite + pentlandite). Concernant les silicates, la première remarque concerne l'épidote qui occupe une proportion importante. Celui-ci est xénomorphe, à grain moyen, et maclé (aspect de la clinzoisite). L'amphibole est probablement l'actinote. Les plagioclases à grain fin sont généralement séricitisés. La chlorite qui remplit 20% de la lame est de forme prismatique, idiomorphe, à grain moyen/fin. La roche montre dans l'ensemble une texture ophitique.	QZ CL EP AM SR SF PL 05 25 25 25 05 10 05	[MX] [GM] [GF] [MA] [AE] [SO]
32K13	16-DT-5554-A	306941	5652510	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	La roche observée est très foliée, ce qui renseigne sur l'état de la déformation connaissant la nature de la roche. Les cristaux d'amphiboles sont orientés de façon transversale vis-à-vis de la lame. On retrouve l'assemblage minéralogique connu des gabbros, c'est-à-dire beaucoup d'amphibole (75%), du quartz-plagioclase (15%), de l'épidote et quelques minéraux opaques.	EP QZ PL AC SF 05 05 10 75 05	[GM] [FO]
32K13	16-DT-5558-A	306865	5652485	I3A	I3A		Intrusion mafique	C'est une des lames qui contient beaucoup de plagioclase. La roche est faiblement foliée, ce qui est symbolisé par une orientation plus ou moins bien défini des amphiboles. Il y a une séricitisation non négligeable (30%) dans les feldspaths. On observe une bonne proportion de quartz en sous-grain.	PL CL AC QZ EP SF-OF 53 02 35 15 Tr Tr	[GF] [GM] [FO]
32K13	16-DT-5568-A	304648	5649185	I3A	I3A		Intrusion mafique	La déformation observée à l'affleurement est aussi visible sur la lame. Les minéraux ont une orientation préférentielle suivant la direction de la foliation. Les plagioclases sont à grain grossier/moyen et idiomorphe. Les amphiboles sont hypidiomorphes à idiomorphes. Ils sont à grain grossier. La biotite qui occupe 10% de la lame est idiomorphe et à grain grossier.	AC BO PL QZ SF 28 10 60 02 Tr	[GM] [FO]
32K13	16-DT-5570-A	304320	5649792	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	La lame montre une texture mésocumulative. Il s'agit d'un gabbro typique avec des plagioclases idiomorphes, grossiers (1 à 4mm), des	CL AM BO PL QZ MG-IL-SF Tr 30 Tr 62 05 03	[GM] [HJ] [MA] [MF]

								amphiboles (baguettes aciculaires), de la chlorite, de la séricite et des oxydes (principalement de la magnétite). On a aussi une texture poecilitique, donc un agencement de plagioclase grossier orienté aléatoirement ou baignent des baguettes d'amphiboles à grain moyen. La roche est massive.		
32K13	16-DT-5576-A	301646	5643931	I3A	I3A	Leucogabbro	Intrusion mafique	Le même assemblage minéralogique pour les gabbros est observé pour cette lame : plagioclase + amphibole + chlorite. Il a encore des phases accessoires comme le quartz et quelques sulfures. La lame montre une texture hypidiomorphe granulaire avec des minéraux à grain moyen (homogranulaire). La chlorite se présente sous forme d'amas xénomorphe entre les lattes de plagioclase. On observe par ailleurs sur cette lame des plagioclases qui sont zonés.	CL PL AM QZ SF-OF 20 40 35 03 02	[MX] [GM] [MA] [HJ] [EQ]
32K13	16-DT-5576-B	301646	5643931	I3A	I3A		Intrusion mafique	Contrairement à la lame DT-5576A, celle-ci se distingue par une recristallisation plus marquée. Les grains sont moyens à fins <1mm et la roche est hypidiomorphe granulaire avec une texture granoblastique. Les minéraux suivent une direction relativement préférentielle selon la direction de la foliation. Donc la différence entre les deux lames du même affleurement réside sur les textures.	AM PL QZ RL SF 60 20 15 Tr 05	[GF] [GR] [EG] [FO]
32K13	16-DT-5578-A	301551	5644178	I3A	I3A		Intrusion mafique	La roche est un gabbro composé d'amphibole, idiomorphe, à grain moyen, de plagioclase et de quartz à grain fin. La roche est massive et elle a des sulfures en trace.	AM QZ PL SF 65 15 10 Tr	[GM] [GF] [MA] [HJ]
32N04	16-DT-5579-A	316626	5661096	I3A	I3A	Gabbro quartzifère (I3E)	Intrusion mafique	Cette lame représente un gabbro déformé qui est folié. La roche a subi une recristallisation et elle est semblable en termes de minéralogie et de texture à la DT-5576-B. La biotite occupant une faible proportion de la lame est idiomorphe, à grain moyen et sous forme de baguette brune. Les propriétés optiques de l'épidote indiquent qu'il s'agit de la pistachite. Celle-ci est xénomorphe et à grain fin. Il est difficile de faire une bonne estimation du plagioclase et du quartz, mais l'ensemble occupe 40% de la lame.	BO EP QZ PL AM MG-IM 05 05 15 20 50 05	[GM] [GF] [FO]

32K13	15-SM-5164-A	305902	5651028	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	Cette roche est celle qui a donné des résultats intéressants en termes de minéralisation (Pt + Pd = 1400 ppb) dans la zone altérée. La lame possède les phases attendues d'un gabbro. Ce gabbro est constitué d'amphibole, idiomorphe à hypidiomorphe, moyen à grossier; de plagioclase (souvent moyen >1mm), idiomorphe et partiellement séricitisé; de quartz (en proportion importante) montrant une texture polygonale et accessoirement d'épidote et de sulfures. Certains plagioclases ont des microstructures de déformation. La lame montre globalement une texture ophitique.	EP PL AM QZ SF Tr 20 60 20 Tr	[GM] [MX] [EQ] [MA] [OP] [AE]
32K13	15-RP-6138-A	306739	5651909	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	Cet affleurement avait donné des anomalies (Pt + Pd = 700ppb) durant la période de cartographie du MERN durant l'été 2015. Cette lame ressemble beaucoup au DT-5553B. On y observe des plagioclases à grain moyen, faiblement séricitisés; de l'amphibole dont les dimensions sont millimétriques (pouvant atteindre 3mm de longueur) à micrométriques (<0,1mm); de la clinzoisite; de la chlorite et des sulfures en proportion importante. Il est possible d'observer des "microkinks" dans la structure des grains. Dans les sulfures, la pentlandite apparaît sous forme d'exsolution lamellaire dans la pyrrhotite. La chalcopyrite et la pyrrhotite sont sous forme d'agrégats ou d'amas à grain moyen/grossier disséminé un peu partout sur la lame.	EP PL QZ AC CL SF 15 20 Tr 50 Tr 15	[MX] [GM] [GF] [MA]
32N04	16-SG-3516-A	320490	5661642	I3A	I4B		Intrusion mafique	La lame montre une texture magmatique typique d'un cumulat hypidiomorphe granulaire. Il y a principalement deux phases : les amphiboles et de l'épidote. La chlorite et le plagioclase sont présents accessoirement. Les amphiboles sont souvent idiomorphes et à grain moyen. L'épidote est localisée entre les grains d'amphiboles. Les proportions minéralogiques indiquent que la roche serait une pyroxénite.	AM EP SF 80 20 Tr	[GM] [MA] [HJ] [CU]
32K13	15-SM-5080-A	305361	5650277	I3A	I3A	Gabbronorite (I3Q)	Intrusion mafique	Lame bien très faiblement altérée qui est composée majoritairement de grain grossier formant une texture plus ou moins équigranulaire. La biotite qui a une faible	BO PL QZ AM SF 05 20 Tr 70 05	[GM] [MA] [AE]

								proportion est idiomorphe et à grain moyen. Les amphiboles sont prismatiques et grossières. La roche a une texture poecilitique et elle a une faible proportion en sulfure. Les sulfures distingués sont la pyrrhotite, la chalcopyrite et la pentlandite. La roche est massive et ne montre pas de microstructure de déformation.		
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--