

# MB 2020-12

Géologie et géochimie des roches volcaniques du Groupe de Baby et des roches sédimentaires archéennes et protérozoïques des groupes de Pontiac et de Cobalt au Témiscamingue

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## **Géologie et géochimie des roches volcaniques du Groupe de Baby et des soches sédimentaires archéennes et protérozoïques des groupes de Pontiac et de Cobalt au Témiscamingue**

Marc Richer-LaFlèche, James Moorhead et Jean Goutier

MB 2020-12



**Avertissement**

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

**GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU  
GROUPE DE BABY ET DES ROCHES SÉDIMENTAIRES  
ARCHÉENNES ET PROTÉROZOÏQUES DES GROUPES DE PONTIAC  
ET DE COBALT AU TÉMISCAMINGUE**

**M. Richer-LaFlèche<sup>1</sup>, J. Moorhead<sup>2</sup> et J. Goutier<sup>3</sup>**

*<sup>1</sup> INRS Centre Eau Terre et Environnement, <sup>2</sup> MERN, Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec, Val-d'Or, <sup>3</sup> MERN, Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec, Rouyn-Noranda*

# TABLE DES MATIÈRES

	<u>page</u>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b>	<b>i</b>
<b>TABLE DES FIGURES</b>	<b>iv</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
<b>1. PÉTROPHYSIQUE</b>	<b>2</b>
1.1 Méthodologie	2
1.2 Résultats	3
1.2.1 Densité	3
1.2.2 Susceptibilité magnétique	8
1.2.3 Spectrométrie gamma	13
1.2.3.1 Fractionnement de l'uranium et du rapport $e_{Th/K\%}$ dans les roches sédimentaires	16
1.3 Références	18
<b>2. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES VOCANIQUES DU GROUPE DE BABY</b>	<b>19</b>
2.1 Introduction et contexte géologique	19
2.2 Caractéristiques des roches volcaniques du Groupe de Baby	22
2.2.1 Roches volcaniques ultramafiques	23
2.2.2 Basaltes tholéïtiques	24
2.2.3 Roches volcaniques calco-alcalines	26
2.2.3.1 Roches volcaniques mafiques	26
2.2.3.2 Unité volcanoclastique	27
2.3 Pétrographie	31
2.3.1 Komatiïtes	31
2.3.2 Tholéïtes	33
2.3.3 Volcanoclastites	36
2.4 Géochimie des roches volcaniques du Groupe de Baby	38
2.4.1 Altération des roches volcaniques	39
2.4.2 Géochimie des éléments majeurs	42
2.4.2.1 Tholéïtes	43
2.4.2.2 Komatiïtes	45
2.4.2.3 Roches volcaniques calco-alcalines	47
2.4.3 Éléments de transition	48
2.4.4 Lanthanides et actinides	49
2.4.5 Fractionnement des rapports Ti/V et V/Sc des roches komatiïtiques et tholéïtiques du Groupe de Baby	58
2.5 Discussion et conclusion	61

2.5.1 Komatiites et tholéiites magnésiennes du groupe I	61
2.5.2 Basaltes tholéiites riches en fer (groupe II)	63
2.5.3 Roches volcaniques calco-alcalines du Groupe de Baby	64
2.6 Implications pour l'industrie minière	68
2.7 Références	71
<b>3. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE PONTIAC</b>	<b>76</b>
3.1 Introduction	76
3.2 Géologie régionale	76
3.2.1 Le Groupe de Pontiac	79
3.3 Pétrographie des roches du Groupe de Pontiac	84
3.4 Géochimie	91
3.4.1 Éléments majeurs	91
3.4.2 Éléments traces	94
3.4.2.1 Terres rares	94
3.4.3 Analyse en composante principale	99
3.4.4. Éléments alcalins et alcalino-terreux	102
3.4.5. Éléments à fort champ ionique, actinides et Pb	104
3.5. Discussion et conclusion	107
3.5.1 Effets de l'intempérisme chimique et du transport sédimentaire sur la composition des roches du Groupe de Pontiac	107
3.5.1.1 Intempérisme chimique de la source	107
3.5.1.2 Maturité minéralogique des sédiments du Groupe de Pontiac	113
3.5.1.3 Provenance sédimentaire	116
3.5.1.4 Considérations géochronologiques pertinentes à la détermination de la source des sédiments du Groupe de Pontiac	120
3.6. Références	125
<b>4. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE COBALT</b>	<b>131</b>
4.1 Introduction	131
4.1.1 Géologie du Paléoproterozoïque au Témiscamingue	131
4.1.2 Potentiel minéral des roches du Super Groupe Huronien	138
4.2. Pétrographie des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	139
4.3. Géochimie	143
4.3.1 Éléments majeurs	143
4.3.2 Éléments traces	148
4.3.3 Corrélations et analyse en composante principale	152
4.3.4 Éléments alcalins et alcalino-terreux	156
4.3.5 Éléments à fort champ ionique, actinides et Pb	159
4.4 Discussion	163
4.4.1 Effets de l'intempérisme chimique et du fractionnement granulo-densitométrie des minéraux lourds et légers sur la	

composition des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	163
4.4.1.1 Intempérisme chimique de la région source	163
4.4.1.2 Maturité minéralogique des sédiments du Groupe de Cobalt	170
4.4.1.3 Provenance sédimentaire	173
4.5 Références	179
<b>5. REMERCIEMENTS</b>	<b>183</b>

## TABLE DES FIGURES

	<u>page</u>
<b>Figure 1.1</b> Distribution et variabilité des données de densité mesurées dans différentes populations de roches échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue	4
<b>Figure 1.2</b> Variation de la densité des échantillons de dykes mafiques et ultramafiques en fonction des concentrations en MgO	5
<b>Figure 1.3</b> Distribution des données de densité mesurées dans les différentes populations de roches volcaniques échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue	7
<b>Figure 1.4</b> A) Distribution des données de susceptibilité magnétique mesurées dans les différentes populations de roches échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue. B) Distribution des données de susceptibilité magnétique mesurées dans les différentes populations de roches volcaniques échantillonnées	10
<b>Figure 1.5</b> Variation des valeurs de susceptibilité magnétique en fonction des concentrations en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot.) mesurées dans les populations d'échantillons du Groupe de Cobalt (A) et du Groupe de Pontiac (B)	11
<b>Figure 1.6</b> Variation des valeurs de susceptibilité magnétique et de la densité dans les populations de roches volcaniques du Groupe de Baby	12
<b>Figure 1.7</b> Variabilité des données spectrométriques gamma pour le K%, le $eU_{ppm}$ et le $eTh_{ppm}$ des roches volcaniques, intrusives et sédimentaires de la partie sud-ouest du Témiscamingue	14
<b>Figure 1.8</b> Variabilité des données spectrométriques gamma pour le K%, le $eU_{ppm}$ et le $eTh_{ppm}$ des roches volcaniques du Groupe de Baby	15
<b>Figure 1.9</b> Variabilité du rapport $eTh_{ppm}/eU_{ppm}$ pour les différentes populations de roches volcaniques du Groupe de Baby. Subdivision des échantillons volcaniques à partir des données géochimiques	16
<b>Figure 1.10</b> Diagramme Th/K vs Th/U permettant d'évaluer la mobilité relative de l'uranium et l'intensité de l'intempérisme chimique lors de la formation des sédiments des unités sédimentaires des Groupes de Pontiac et de Cobalt	18
<b>Figure 2.1</b> Carte géologique simplifiée de la région d'étude	20



<b>Figure 2.2</b>	Coulées komatiitiques coussinées à pendage sub-vertical dans le secteur de la rivière des Outaouais	24
<b>Figure 2.3</b>	Coulées basaltiques coussinées provenant de l’affleurement 1013 situé en bordure du lac Cameron (ouest d’Angliers)	25
<b>Figure 2.4</b>	Brèches de coulées basaltiques (A, B, C et D) provenant des affleurements 1131 et 1134 situés au nord du batholite de Fugèreville	26
<b>Figure 2.5</b>	Photographies de roches volcaniques mafiques calco-alkalines de la partie sud du Groupe de Baby	27
<b>Figure 2.6</b>	Photographies de terrain montrant différents faciès de volcanoclastites andésitiques	28
<b>Figure 2.7</b>	Photographies de terrain montrant différents faciès de volcanoclastites andésitiques	29
<b>Figure 2.8</b>	Photographies d’affleurements de tufs volcano-sédimentaires dacitiques provenant du secteur situé à l’ouest du village d’Angliers	31
<b>Figure 2.9</b>	Photographie d’une lame mince de komatiite (affleurement 1034)	32
<b>Figure 2.10</b>	Photographie d’une lame mince de komatiite (affleurement 1141)	33
<b>Figure 2.11</b>	Photographie d’une lame mince de basalte tholéiitique magnésien (affleurement 1394) injecté de veinules de quartz plissées	34
<b>Figure 2.12</b>	Photographie d’une lame mince de basalte tholéiitique (affleurement 1060)	35
<b>Figure 2.13</b>	Photographie d’une lame mince de basalte tholéiitique (affleurement 1145)	35
<b>Figure 2.14</b>	Photographies de lames minces de volcanoclastites calco-alkalines (affleurements 1045, 1052, 1062, 1117, 1118, 1119 et 1163)	37
<b>Figure 2.15</b>	Analyse en composante des analyses lithogéochimiques de roches volcaniques du Groupe de Baby	39
<b>Figure 2.16</b>	Indices d’altération A.I. et CCPI montrant le caractère Généralement peu altéré des roches volcaniques du Groupe de Baby	40

<b>Figure 2.17</b>	Diagrammes montrant la variabilité des indices d'altération A.I. (A), CCPI (B) et AAI (C) montrant le caractère généralement peu altéré des roches volcaniques du Groupe de Baby	41
<b>Figure 2.18</b>	Diagrammes AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant la présence de suites tholéiitiques et calco-alcalines dans le Groupe de Baby	42
<b>Figure 2.19</b>	Diagrammes de classification des roches volcaniques	43
<b>Figure 2.20</b>	Variation des éléments majeurs et de la perte au feu (PAF) en fonction de SiO <sub>2</sub>	44
<b>Figure 2.21</b>	Diagrammes montrant la variabilité des rapports Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> (A) et CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (B) des échantillons de roches volcaniques ultramafiques (komatiites) et de tholéiites magnésiennes du Groupe de Baby	46
<b>Figure 2.22</b>	Diagramme Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> en fonction du Gd/YbN montrant la nature non-appauvrie des komatiites du Groupe de Baby	46
<b>Figure 2.23</b>	Diagrammes montrant la distribution du SiO <sub>2</sub> (% pds) et du Zr (ppm) dans les roches volcaniques du Groupe de Baby	48
<b>Figure 2.24</b>	Variations des concentrations en Co, V et Sc (ppm) en fonction du Zr (ppm) pour les échantillons de roches volcaniques du Groupe de Baby	49
<b>Figure 2.25</b>	Spectres des terres rares des komatiites (A et B) et des tholéiites magnésiennes du groupe II (C et D) du Groupe de Baby. Les diagrammes C et D représentent les spectres d'échantillons semblables représentés sur deux diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon <b>Sun et McDonough (1989)</b> .	51
<b>Figure 2.26a</b>	Spectres des terres rares des tholéiites riches en fer (groupe II) du Groupe de Baby. Les données sont présentées sur plusieurs diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon <b>Sun et McDonough (1989)</b> .	52
<b>Figure 2.26b</b>	Spectres des terres rares des tholéiites enrichies du Groupe de Baby. Normalisation selon <b>Sun et McDonough (1989)</b> .	52
<b>Figure 2.27</b>	Spectres des terres rares des andésites (A), dacites (B) et rhyolites calco-alcalines (C) du Groupe de Baby. Normalisation selon <b>Sun et McDonough (1989)</b> .	53

<b>Figure 2.28.</b> Spectres des terres rares des volcanoclastites ( <b>A, B et C</b> ) et des tufs dacitiques calco-alcalins ( <b>D</b> ) du Groupe de Baby. Les données sont présentées sur plusieurs diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon <b>Sun et McDonough (1989)</b> .	54
<b>Figure 2.29</b> Variation de rapports d'éléments traces en fonction du Zr pour les différents types de roches volcaniques du Groupe de Baby	57
<b>Figure 2.30</b> Variation du rapport Gd/Yb en fonction des concentrations en Yb (ppm) pour les différents types de roches volcaniques du Groupe de Baby	58
<b>Figure 2.31</b> A) Diagrammes Sc (ppm) vs V (ppm) et B) Ti/V vs V/Sc des roches volcaniques du Groupe de Baby	60
<b>Figure 2.32</b> Diagramme La/Sm vs Nb/Th montrant la grande variabilité compositionnelle observée dans les roches volcaniques du Groupe de Baby	66
<b>Figure 2.33</b> Diagramme Th/Yb vs Nb/Yb modifié de Pearce (2008) Montrant la variabilité observée dans les roches volcaniques komatiitiques, tholéitiques et calco-alcalines du Groupe de Baby	67
<b>Figure 2.34</b> Carte géologique simplifiée montrant la distribution des anomalies électromagnétiques EM Input (MERN)	70
<b>Figure 3.1</b> Carte géologique simplifiée de la sous-province du Pontiac dans les secteurs de Notre-Dame-du-Nord, de Rollet et de Rémigny	78
<b>Figure 3.2</b> Carte géologique simplifiée de la sous- Pontiac dans les secteurs de Notre-Dame-du-Nord, d'Angliers et de la rivière des Outaouais	78
<b>Figure 3.3</b> Planche photographique d'affleurements relativement peu déformés et métamorphisés de roches du Groupe de Pontiac au Témiscamingue	81
<b>Figure 3.4</b> Planche photographique d'affleurements relativement plus déformés et métamorphisés de roches du Groupe de Pontiac au Témiscamingue situées en bordure du lac Rémigny (secteur Rollet)	82
<b>Figure 3.5</b> Planche photographique d'affleurements de roches déformées et métamorphisées du Groupe de Pontiac	83
<b>Figure 3.6</b> Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches du Groupe de Pontiac les moins métamorphisées et déformées	86

<b>Figure 3.7</b>	Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches du Groupe de Pontiac les moins métamorphisés et déformés	87
<b>Figure 3.8</b>	Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac	89
<b>Figure 3.9</b>	Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac	90
<b>Figure 3.10</b>	Corrélations des éléments majeurs et traces avec l' $Al_2O_3$ et le $SiO_2$ dans les roches du Groupe de Pontiac	91
<b>Figure 3.11</b>	Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des concentrations en $Al_2O_3$ des roches du Groupe de Pontiac	92
<b>Figure 3.12</b>	Diagrammes de classification des roches sédimentaires siliclastiques en fonction des éléments majeurs	93
<b>Figure 3.13</b>	Spectres des terres rares des roches du Groupe de Pontiac normalisés aux valeurs des chondrites-C1. Échantillons les moins déformés et métamorphisés	95
<b>Figure 3.14</b>	Spectres des terres rares des roches du Groupe de Pontiac normalisés aux valeurs des chondrites-C1. Échantillons de roches métasédimentaires métamorphisées et déformées	96
<b>Figure 3.15</b>	Variation de l'anomalie en europium ( $EuN/Eu^*N$ ) en fonction de l'abondance en lanthane normalisée aux chondrites-C1	98
<b>Figure 3.16</b>	Vecteurs d'accumulation de minéraux lourds comme l'apatite (Ap), l'allanite (Aln), la titanite (Ttn) et le zircon (Zrn)	99
<b>Figure 3.17</b>	Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des échantillons du Groupe de Pontiac	101
<b>Figure 3.18</b>	Variation des concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba en fonction des concentrations en $Al_2O_3$ des roches du Groupe de Pontiac	102
<b>Figure 3.19</b>	Histogrammes des rapports Ba/Rb et Rb/Sr des roches du Groupe de Pontiac	103

<b>Figure 3.20</b>	Histogrammes des valeurs du rapport Rb/Cs des roches du Groupe de Pontiac	104
<b>Figure 3.21</b>	Variation des concentrations en HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) en fonction des concentrations en SiO <sub>2</sub> des roches du Groupe de Pontiac	106
<b>Figure 3.22</b>	Diagramme U/Pb vs Th/U des roches du Groupe de Pontiac	107
<b>Figure 3.23</b>	A) Diagramme A-CN-K de Nesbitt et Young (1984) basé sur l'utilisation des proportions molaires de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO*, Na <sub>2</sub> O et K <sub>2</sub> O. B) Diagramme CIA vs CIW	110
<b>Figure 3.24</b>	Diagramme F-M-W montrant la variation de l'intensité de l'intempérisme chimique (pôle W) lors de la formation des sédiments du Groupe de Pontiac	112
<b>Figure 3.25</b>	A) Diagramme Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O – SiO <sub>2</sub> /20 – TiO <sub>2</sub> +MgO+FeO permettant d'évaluer la maturité minéralogique des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. B) Diagramme (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *15)- (Zr)-(TiO <sub>2</sub> *300). C) diagramme ICV (Index of Compositional Variability) vs CIA montrant la nature immature des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac	115
<b>Figure 3.26</b>	Diagrammes Co/Th vs La/Sc et La/Th vs Hf - roches sédimentaires du Groupe de Pontiac	117
<b>Figure 3.27</b>	Diagramme Th/Sc vs Zr/Sc et La/Th vs Hf - roches sédimentaires du Groupe de Pontiac	118
<b>Figure 3.28</b>	Diagramme Sc/Yb vs Co/La suggérant la présence d'une source de composition intermédiaire semblable à celle des volcanoclastites calco-alcalines du Groupe de Baby	119
<b>Figure 3.29</b>	Diagramme montrant la distribution des âges U/Pb de la population dominante de zircons des roches sédimentaires du Pontiac	122
<b>Figure 3.30</b>	Diagrammes Ta/ThN vs La/SmN et Th/Sc vs La/SmN montrant une compilation de données compositionnelles de komatiites, tholéiites et rhyolites de la ceinture de l'Abitibi	124
<b>Figure 4.1</b>	Carte géologique simplifiée de la partie ouest du Témiscamingue indiquant la localisation des échantillons prélevés dans le cadre de ce projet	132

<b>Figure 4.2</b>	Planche photographique montrant des affleurements de conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda) et des blocs de basalte et de granite dans les conglomérats de l'affleurement 1221	134
<b>Figure 4.3</b>	Planche photographique montrant des affleurements de conglomérats du membre de Coleman	134
<b>Figure 4.4</b>	Planche photographique montrant des conglomérats du membre de Coleman dans le secteur de Gaboury	135
<b>Figure 4.5</b>	Planche photographique montrant un affleurement des grès fins et des siltstones immatures du membre de Coleman (Fm de Gowganda)	136
<b>Figure 4.6</b>	Planche photographique montrant la nature homogène, grossière et potassique des grès matures de la Formation de Lorrain	137
<b>Figure 4.7</b>	Planche photographique montrant des affleurements de grès matures de la Formation de Lorrain	138
<b>Figure 4.8</b>	Planche photographique d'images prises au microscope d'échantillons du Groupe de Cobalt	141
<b>Figure 4.9</b>	Planche photographique d'images prises au microscope d'échantillons de grès du Groupe de Cobalt	142
<b>Figure 4.10</b>	Variation des concentrations en éléments majeurs (% pds) en fonction des concentrations en $Al_2O_3$ (% pds) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt (grès matures et immatures et conglomérats)	146
<b>Figure 4.11</b>	Diagrammes montrant les valeurs de corrélation entre le $SiO_2$ (A) et l' $Al_2O_3$ (B) et les autres éléments majeurs et traces des grès matures et immatures du Groupe de Cobalt	147
<b>Figure 4.12</b>	Diagrammes de classification des roches sédimentaires siliciclastiques du Groupe de Cobalt en fonction des éléments majeurs	148
<b>Figure 4.13</b>	Spectres des terres rares des conglomérats du Groupe de Cobalt (membre de Coleman) normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (A et B) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif	149
<b>Figure 4.14</b>	Spectres des terres rares des grès et siltstones du Groupe de Cobalt normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (A, B et C) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif	150

<b>Figure 4.15</b>	Variation de l'anomalie en zirconium ( $Zr_N/Zr^*N$ ) en fonction du fractionnement des terres rares lourdes exprimé par le ratio Gd/YbN	151
<b>Figure 4.16</b>	Variation du fractionnement en terres rares légères ( $La/Sm$ ) <sub>N</sub> et Lourdes ( $Gd/Yb$ ) <sub>N</sub> (N= normalisées aux valeurs des chondrites-C1 de McDonough et Sun, 1995) en fonction de l'indice de maturité minéralogique (ICV)	152
<b>Figure 4.17</b>	Variation des abondances en ytterbium normalisées aux chondrites-C1 de McDonough et Sun (1995) par rapport aux concentrations en SiO <sub>2</sub> (% pds) des grès matures et immatures du Groupe de Cobalt	153
<b>Figure 4.18</b>	Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des grès de la Formation de Lorrain (Groupe de Cobalt)	155
<b>Figure 4.19</b>	Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des échantillons de conglomérats de la Formation de Gowganda (Groupe de Cobalt)	156
<b>Figure 4.20</b>	Variation des concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba (ppm) en fonction des concentrations en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (% pds) des grès matures et immatures et des conglomérats du Groupe de Cobalt	157
<b>Figure 4.21</b>	Diagramme Rb/Sr vs Ba/Rb des grès matures et immatures et des conglomérats du Groupe de Cobalt	158
<b>Figure 4.22</b>	Variation des concentrations en HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta en ppm) en fonction des concentrations en SiO <sub>2</sub> (% pds) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	160
<b>Figure 4.23</b>	Diagramme montrant la variabilité des concentrations en uranium et thorium (ppm) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	161
<b>Figure 4.24</b>	Diagramme U/Pb vs Th/U des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	163
<b>Figure 4.25</b>	A) Diagramme A-CN-K de Nesbitt et Young (1984) basé sur l'utilisation des proportions molaires de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO*, Na <sub>2</sub> O et K <sub>2</sub> O. B) Diagramme CIA vs CIW - roches du Groupe de Cobalt	166

<b>Figure 4.26</b>	Diagramme $\text{SiO}_2$ (% pds) vs $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ (% pds) – sédiments matures du Groupe de Cobalt	167
<b>Figure 4.27</b>	Diagramme F-M-W montrant la variation de l'intensité de l'intempérisme chimique lors de la formation des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	169
<b>Figure 4.28</b>	Diagramme montrant la variabilité du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans les conglomérats, les grès immatures, les grès matures et les quartzites du Groupe de Cobalt	171
<b>Figure 4.29</b>	A) Diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2/20 - \text{TiO}_2+\text{MgO}+\text{FeO}$ permettant d'évaluer la maturité minéralogique des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. B) Diagramme ICV (Index Compositional Variability) vs CIA	173
<b>Figure 4.30</b>	Diagrammes $\text{Co}/\text{Th}$ vs $\text{La}/\text{Sc}$ , $\text{La}/\text{Th}$ vs $\text{Hf}$ et $\text{Ni} - \text{V} - \text{Th} \cdot 10$ permettant d'évaluer les proportions relatives de roches mafiques, intermédiaires et felsiques dans la ou les régions sources des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt	175
<b>Figure 4.31</b>	Diagrammes $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs $\text{SiO}_2$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ et triangles $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ et $\text{Sc}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ permettant d'évaluer l'environnement tectonique probable de sédimentation des roches du Groupe de Cobalt	178



## INTRODUCTION

La partie ouest du Témiscamingue est une région géologiquement complexe caractérisée par plus de deux milliards d'années d'évènements géologiques enregistrés dans des séquences volcaniques archéennes et des séquences sédimentaires archéennes, protérozoïques et ordoviciennes. Le secteur est de plus affecté par la présence du rift du lac Témiscamingue et de son graben. Cette structure, tectoniquement active, explique en partie la préservation d'un imposant registre de roches sédimentaires protérozoïques et ordoviciennes.

Les deux unités de roches supracrustales archéennes de la région font partie de la sous-province tectonique du Pontiac. Ces dernières sont plus jeunes que la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi. La première unité est constituée de roches volcaniques ultramafiques, mafiques et différenciées associées au Groupe de Baby. Ce groupe volcanique occupe la partie centrale de la région étudiée (secteur d'Angliers) et s'étend vers le sud vers Ville-Marie. La seconde unité est constituée des roches sédimentaires archéennes, variablement métamorphisées, du Groupe de Pontiac. Ces roches occupent une vaste superficie au Témiscamingue. Les parties ouest et sud-ouest de la zone d'étude sont marquées par la présence de roches sédimentaires huroniennes du Groupe de Cobalt. Des conglomérats de la Formation de Gowganda, des arénites et des quartzites de la Formation de Lorrain recouvrent le socle archéen en de nombreux endroits.

Ce rapport présente les résultats d'un levé lithogéochimique régional visant à combler l'absence et/ou la faible densité de données lithogéochimiques dans la partie ouest du Témiscamingue. Cette région, cartographiée par le MERN dans les années 60 et 70, a fait l'objet de relativement peu de travaux géoscientifiques dans le passé. Lors de la réalisation de ce projet de recherche, 450 sites ont été échantillonnés et cartographiés. Les échantillons de roches supracrustales ont systématiquement été analysés pour les éléments majeurs et traces (ICP-AES, ICP-MS). Ces mêmes échantillons ont fait l'objet de mesures pétrophysiques dans le but de produire une banque de données de valeurs de densité et de susceptibilité magnétique des roches. Lors de la cartographie, un spectromètre gamma portable a été utilisé pour l'analyse spectrométrique de plus de 800 surfaces d'affleurement (K%, eU (ppm) et eTh (ppm)).

# 1. PÉTROPHYSIQUE

Ce projet de recherche comporte un important volet pétrophysique. L'objectif premier de l'étude pétrophysique est de produire une banque de données spatialisées permettant d'évaluer certaines propriétés physiques pertinentes à l'interprétation éventuelle de données géophysiques aéroportées ou terrestres (susceptibilité magnétique, densité). Pour appuyer ce projet, principalement axé sur une étude géochimique des roches supracrustales de la sous-province du Pontiac, au Témiscamingue, un grand nombre de données spectrométriques gamma ont été mesurées sur les affleurements cartographiés. L'obtention de données de K%, eU (ppm) et eTh (ppm) s'est avérée très productive, car permettant de discriminer sur le terrain les roches ultramafiques, les tholéiites et les roches volcaniques calco-alcalines mafiques et andésitiques. De plus, la spectrométrie gamma a été très utile pour subdiviser les différentes masses intrusives felsiques.

## 1.1 MÉTHODOLOGIE

Les affleurements cartographiés et échantillonnés au Témiscamingue ont fait l'objet de différentes mesures pétrophysiques. Les données de spectrométrie gamma (K%, eTh ppm et eU ppm) ont été mesurées directement sur les affleurements rocheux. Un spectromètre gamma RS230, de Radiation Solutions inc., a été utilisé pour l'ensemble des mesures spectrométriques réalisées. Le spectromètre RS230 contient un cristal de germanate de bismuth ( $\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$ ) d'une sensibilité trois fois supérieure à celle d'un spectromètre classique avec cristal d'iodure de sodium (NaI). Cette sensibilité accrue permet de meilleures mesures du potassium, du thorium et de l'uranium dans des roches pauvres en K% et actinides comme les basaltes magnésiens et gabbros. La sonde RS230 est de plus équipée d'un système d'autostabilisation ce qui simplifie le protocole d'utilisation du spectromètre sur le terrain.

La densité et la susceptibilité magnétique ont été systématiquement mesurées sur les échantillons prélevés sur le terrain. Avant de mesurer ces paramètres, les échantillons ont préalablement été sciés afin d'enlever les surfaces d'altération. La susceptibilité magnétique a été mesurée à l'aide d'une sonde MPP de la compagnie Instrumentations

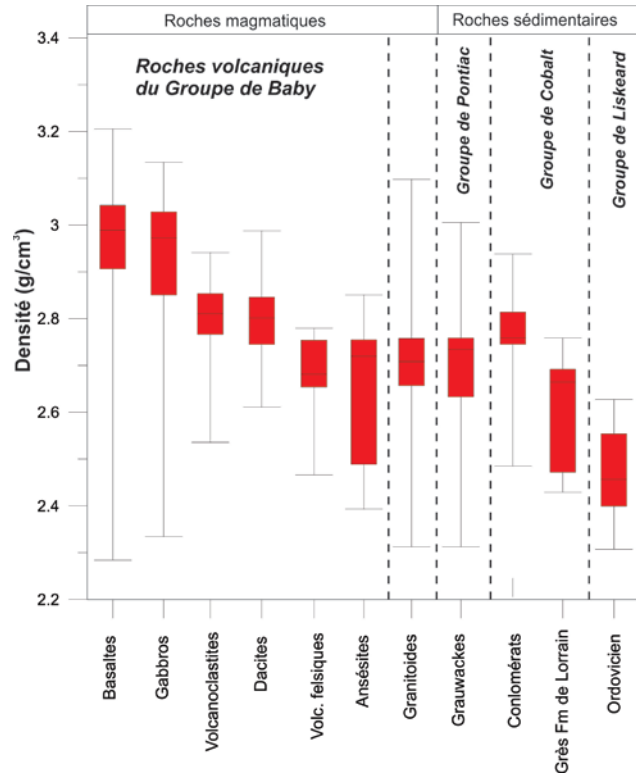
GDD de Québec. Les données de susceptibilité magnétique, présentées dans ce rapport, sont exprimées en unité de  $10^{-3}$  SI. Ces données sont obtenues à la suite du calcul de la moyenne de trois mesures prises en différents endroits sur l'échantillon.

Les mesures de densité ont été réalisées par la méthode classique basée sur l'utilisation d'une balance électronique et d'un module d'immersion dans de l'eau distillée. La précision de la balance est au milligramme. Afin d'optimiser la qualité des mesures de densité, les échantillons de roches ont été maintenus dans un bac d'eau distillée pendant 3 jours. Ces échantillons ont par la suite été pesés en immersion. Cette procédure réduit le risque de mesurer la densité d'échantillons contenant des micros bulle d'air (micro-fractures, porosité).

## 1.2 RÉSULTATS

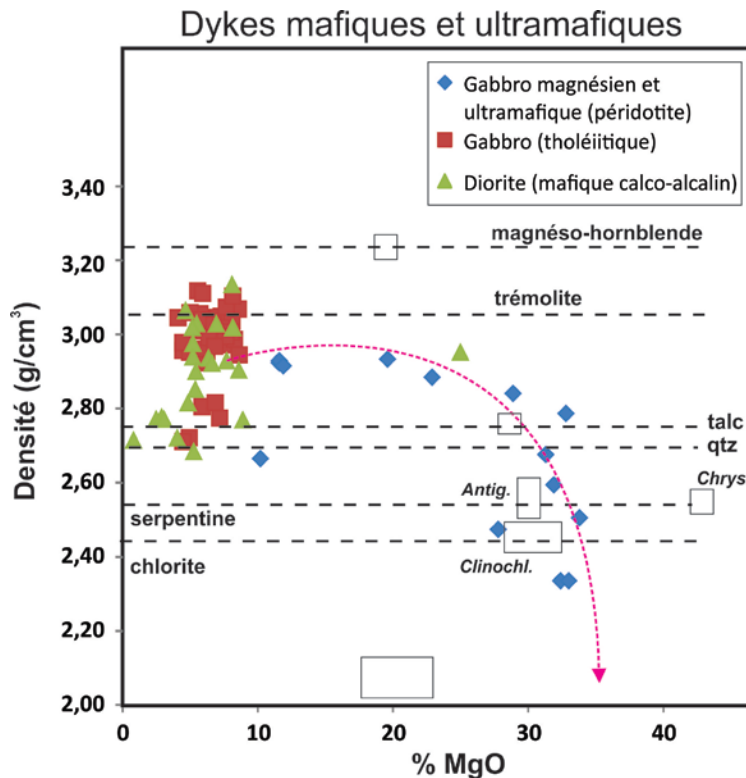
### 1.2.1 Densité

D'une façon prévisible, les roches basaltiques (incluant les volcanites magnésiennes) du Groupe de Baby sont parmi les roches les plus denses de la région du Témiscamingue (**Figure 1.1**). La moyenne et l'écart-type des valeurs de densité de ces roches sont de  $2,93 \pm 0,15 \text{ g/cm}^3$ . Ces valeurs sont semblables à la valeur de densité moyenne de  $2,98 \text{ g/cm}^3$  suggérée pour les basaltes modernes (**Sharma, 1986; Denith et Mudge, 2015**). A l'opposé, l'unité volcanoclastitique centrale, de composition andésitique calco-alcaline, et les échantillons décrits comme dacitiques, montrent de plus faibles valeurs de densité ( $2,67 \pm 0,15 \text{ g/cm}^3$ ). La densité des rares échantillons rhyolitiques observés dans la région ( $2,68 \pm 0,08 \text{ g/cm}^3$ ) est aussi semblable aux valeurs rapportées pour les rhyolites modernes (**Sharma, 1986; Denith et Mudge, 2015**).



**Figure 1.1.** Distribution et variabilité des données de densité mesurées dans différentes populations de roches échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue.

Les valeurs de densité mesurées sur les dykes mafiques (gabbros:  $2,99 \pm 0,10 \text{ g/cm}^3$ , diorites:  $2,90 \pm 0,12 \text{ g/cm}^3$ ) sont semblables à celles mesurées sur les échantillons basaltiques. Les dykes ultramafiques ( $2,71 \pm 0,21 \text{ g/cm}^3$ ) montrent de faibles valeurs de densité. Ces faibles densités reflètent surtout les propriétés des minéraux secondaires que la nature des protolithes. Par exemple, les dykes ultramafiques montrent une forte diminution des valeurs de densité en fonction de l'enrichissement des valeurs en MgO (faciès intrusifs initialement les plus riches en olivine) (**Figure 1.2**). Ceci reflète en grande partie une transformation des silicates magnésiens en minéraux secondaires comme ceux du groupe de la chlorite (clinocllore) et de la serpentine (antigorite). Le processus de serpentinisation des roches ultramafiques pourrait expliquer le grand nombre d'anomalies Input aéroportées observées dans la partie nord du Groupe de Baby (**Figure 2.34**).



**Figure 1.2.** Variation de la densité des échantillons de dykes mafiques et ultramafiques en fonction des concentrations en MgO. Cette figure montre une chute importante des valeurs de densité pour les dykes les plus magnésiens riches en chlorite et serpentine.

Les échantillons de roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac ont des valeurs de densité, typiquement crustale, de l'ordre de  $2,72 \pm 0,12 \text{ g/cm}^3$ . Les échantillons provenant d'affleurements de métasédiments injectés de veines de granitoïdes montrent des densités légèrement inférieures ( $2,67 \pm 0,15 \text{ g/cm}^3$ ) par rapport aux échantillons d'affleurements exclusivement sédimentaire ( $2,76 \pm 0,13 \text{ g/cm}^3$ ). Ceci reflète, en partie, une perte au feu plus élevée et de plus faibles concentrations en oxydes comme le  $\text{TiO}_2$  et le MgO et des concentrations en  $\text{SiO}_2$  légèrement supérieures dans la population de métasédiments injectés de veines de granitoïdes. De plus, notez que la proportion de muscovite et biotite est plus importante dans la population d'échantillons de métasédiments injectés de veines de granitoïdes. Une variation de la proportion de micas pourrait expliquer certaines différences de densité observées dans ces roches métasédimentaires. Les faciès essentiellement métasédimentaires sont généralement peu foliés et d'apparence massive. La foliation métamorphique (texture micacée feuilletée) constituée par l'orientation et la

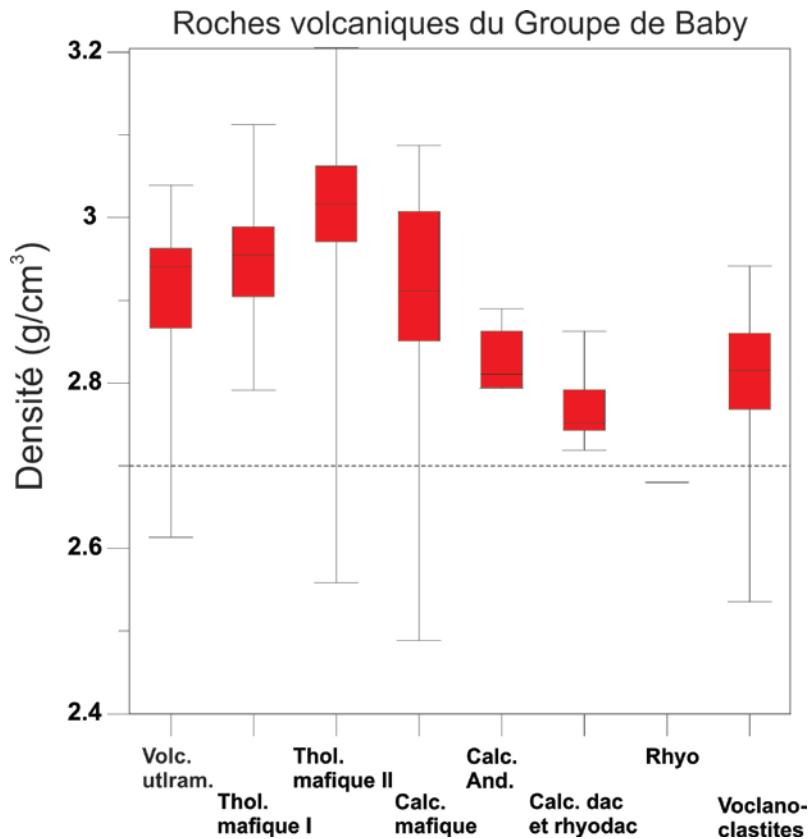
ségrégation de biotite et muscovite pourrait avoir modifié la porosité des échantillons. Ce point pourrait être vérifié par des mesures de résistivité électrique en laboratoire ou par l'utilisation de scanner densitométriques tomographiques.

Les roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Cobalt sont caractérisées par de fortes variations de densité. Les plus hautes valeurs de densité sont observées dans les faciès conglomératiques du membre de Coleman ( $2,72 \pm 0,09 \text{ g/cm}^3$ ) et les plus faibles dans les grès de la Formation de Lorrain ( $2,58 \pm 0,12 \text{ g/cm}^3$ ). Cette différence est possiblement attribuable à la présence de fragments de basaltes dans les conglomérats et à une plus grande porosité des grès. Les échantillons de roches sédimentaires carbonatées ordoviciennes, du Groupe de Liskeard, montrent des valeurs de densité normales pour des roches carbonatées variablement dolomitisées et altérées ( $2,45 \pm 0,11 \text{ g/cm}^3$ ). Le processus de dolomitisation est souvent associé à la formation d'une porosité secondaire. Cette dernière pourrait expliquer, entre autres, la diminution de densité des roches carbonatées.

Finalement, les granitoïdes échantillonnés montrent des valeurs de densité normales pour ce type de roches ignées felsiques ( $2,70 \pm 0,13 \text{ g/cm}^3$ ).

La **figure 1.3** présente la variabilité des valeurs de densité en fonction d'une subdivision géochimique des roches volcaniques du Groupe de Baby. Cette figure souligne une variabilité complexe devant être expliquée. Premièrement, les roches volcaniques magnésiennes et ultramafiques ( $>11\% \text{ MgO}$ ;  $2,88 \pm 0,13 \text{ g/cm}^3$ ) et les basaltes tholéiitiques ( $2,96 \pm 0,14 \text{ g/cm}^3$ ) montrent de hautes valeurs de densité par rapport aux valeurs observées dans les roches volcaniques calco-alcalines (roches mafiques, andésites, dacites). Les volcanites ultramafiques montrent des valeurs de densité toutefois légèrement inférieures à celles des basaltes tholéiitiques. Ceci traduit probablement la minéralogie secondaire des roches komatiitiques qui contient, entre autres, des minéraux hydratés comme la chlorite (densité de  $2,42 \text{ g/cm}^3$ ) et la serpentine ( $2,53 \text{ g/cm}^3$ ) et le talc ( $2,75 \text{ g/cm}^3$ ). Cette minéralogie hydratée explique de plus les hautes valeurs de perte au feu (PAF) observées dans les roches ultramafiques du Groupe de Baby. De plus, l'enrichissement primaire en Fe et Ti des basaltes tholéiitiques contribue à augmenter les valeurs de densité. Ceci est évident en comparant les valeurs de densité des échantillons

de tholéiites du groupe II ( $3,0 \pm 0,11 \text{ g/cm}^3$ ) et celles des roches volcaniques mafiques calco-alkalines ( $2,89 \pm 0,14 \text{ g/cm}^3$ ). Notez que les séquences volcaniques calco-alkalines sont, par définition, caractérisées par une suppression de l'enrichissement en Fe et Ti lors de la différenciation magmatique. En fonction du degré de différenciation des roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Baby, la densité de ces dernières diminue pour atteindre un minimum de  $2,68 \text{ g/cm}^3$  dans les rares unités rhyolitiques observées sur le terrain. L'unité volcanoclastique centrale montre des valeurs de densité intermédiaires ( $2,81 \pm 0,07 \text{ g/cm}^3$ ) entre celles des roches volcaniques mafiques calco-alkalines et celles des rhyolites. Ceci reflète la nature essentiellement andésitique des roches de l'unité volcanoclastique centrale.



**Figure 1.3.** Distribution des données de densité mesurées dans les différentes populations de roches volcaniques échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue. Subdivision des échantillons volcaniques à partir des données géochimiques.

La variabilité et les contrastes des valeurs de densité, observés dans la partie ouest de la région du Témiscamingue, suggèrent que la gravimétrie serait une méthode pertinente et efficace pour cartographier la distribution des principales unités de roches volcaniques de la région. Compte tenu du contraste de densité observé entre les roches volcaniques mafiques du Groupe de Baby et les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac, il serait possible de modéliser les données gravimétriques afin d'évaluer la relation structurale entre les roches du Groupe de Pontiac et celles du Groupe de Baby. De plus, la gravimétrie pourrait être utilisée pour étudier l'accumulation de roches sédimentaires protérozoïques et paléozoïques dans le rift du Témiscamingue.

### 1.2.2 Susceptibilité magnétique

Contrairement aux données de densité, les données de susceptibilité magnétique montrent une grande variabilité dans les différentes populations d'échantillons de la région. Ceci est démontré, entre autres, par de grandes valeurs d'écart-type dans les différentes populations d'échantillon (ex. basaltes) (**Figure 1.4**).

Les komatiites montrent des valeurs de susceptibilité magnétique de  $2,05 (\pm 2,78) * 10^{-3}$  SI. Les faibles valeurs de susceptibilité magnétique observées dans les coulées ultramafiques sont surprenantes compte tenu d'évidences locales de serpentinisation des roches. Notez que ce processus d'altération de roches magnésiennes riches en olivine est souvent associé à la présence de magnétite secondaire provenant de la déstabilisation de l'olivine. Ce processus tend à augmenter les valeurs de susceptibilité magnétique des roches serpentinisées.

Les basaltes tholéitiques magnésiens (groupe I) et ceux riches en fer (groupe II) montrent des valeurs respectives de  $1,22 (\pm 1,03) * 10^{-3}$  SI et de  $1,87 (\pm 1,40) * 10^{-3}$  SI. Les dykes mafiques périclitiques ( $> 25\%$  MgO) montrent généralement de fortes valeurs de susceptibilité magnétique ( $22,6 (\pm 1,3) * 10^{-3}$  SI). Les gabbros mafiques tholéitiques ont des valeurs plus élevées ( $7,1 (\pm 1,3) * 10^{-3}$  SI) que leurs équivalents effusifs (basaltes tholéitiques).

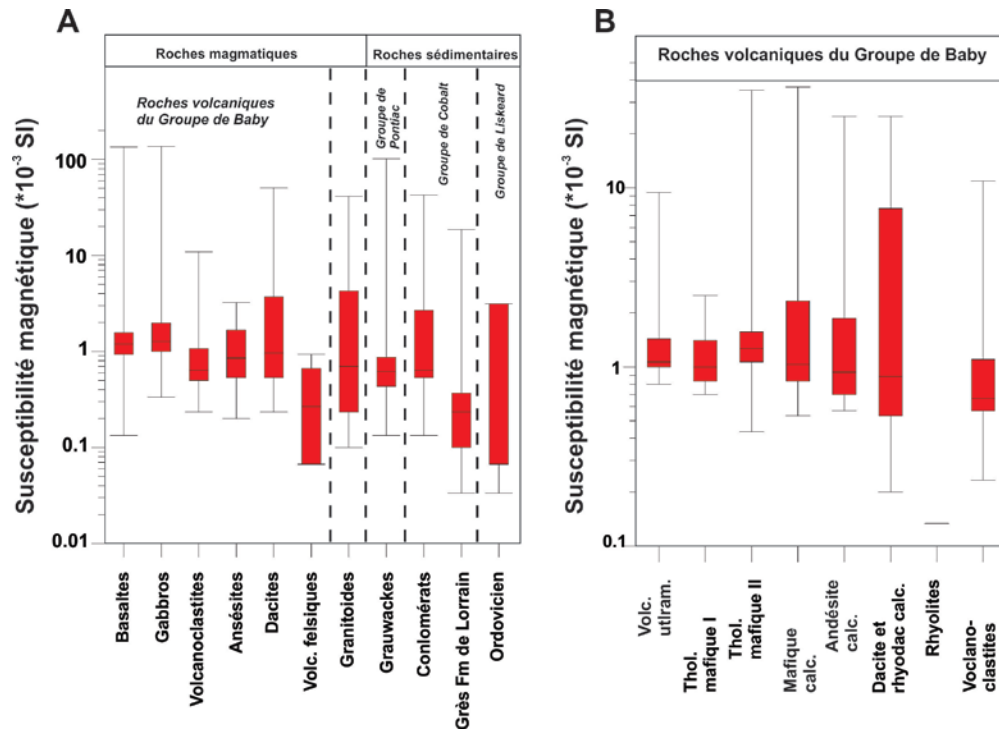
Les roches volcaniques et intrusives calco-alcalines du Groupe de Baby montrent souvent des valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées que pour les roches basaltiques



tholéiitiques et les komatiites. En fonction de l'appauvrissement en Fe et Ti des roches volcaniques, suite au processus de différenciation magmatique, les valeurs de susceptibilité magnétique devraient diminuer en passant des termes basaltiques aux compositions intermédiaires et felsiques. En réalité, pour le Groupe de Baby, nos données de susceptibilité magnétique montrent de plus hautes valeurs dans les roches volcaniques calco-alcalines. Les andésites montrent des valeurs de  $4,42 (\pm 0,93) * 10^{-3}$  SI, les dacites-rhyodacites des valeurs de  $5,86 (\pm 0,88) * 10^{-3}$  SI et les tufs dacitiques des valeurs de  $5,05 (\pm 0,68) * 10^{-3}$  SI. Les roches de l'unité volcanoclastique sont toutefois moins magnétiques ( $1,31 (\pm 1,0) * 10^{-3}$  SI). Les rares rhyolites, observées dans la partie sud du Groupe de Baby, sont les roches volcaniques les moins magnétiques ( $0,81 \pm 0,68) * 10^{-3}$  SI). Les dykes dioritiques calco-alcalins montrent des valeurs  $13,2 \pm 1,2$  ce qui souligne la nature systématiquement plus magnétique des corps intrusifs syn-volcaniques de la région. La différence de valeurs de susceptibilité magnétique observée entre les roches tholéiitiques et calco-alcalines reflète probablement un contraste d'altération des roches volcaniques.

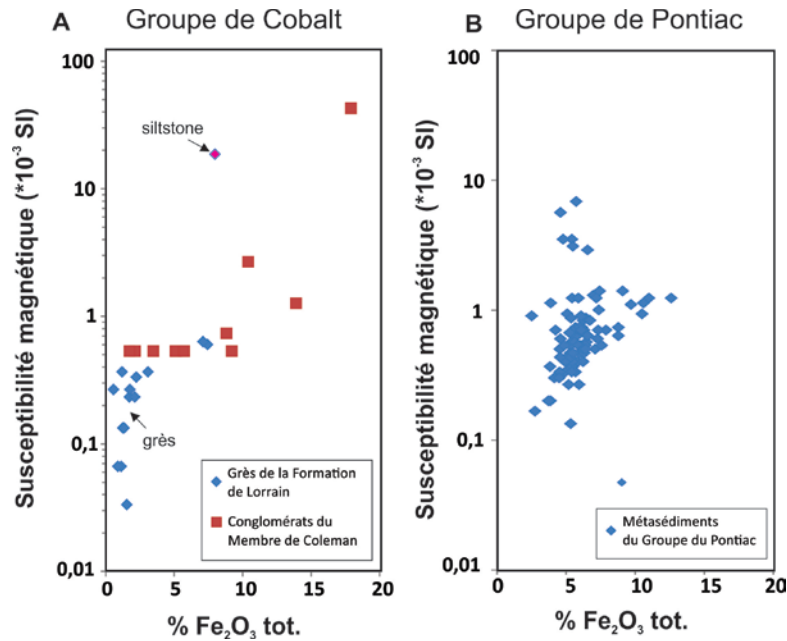
Les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (métasédiments) ( $1,98 \pm 10,5 * 10^{-3}$  SI) et les grès de la Formation de Lorrain (Groupe de Cobalt) ( $1,25 \pm 4,21 * 10^{-3}$  SI) sont caractérisées par de faibles valeurs de susceptibilité magnétique. Même si les valeurs moyennes de ces roches sont semblables à celles des roches tholéiitiques du Groupe de Baby, les roches sédimentaires de la région montrent une plus grande variabilité des valeurs de susceptibilité magnétique. En se rapprochant des batholites du nord, les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac ne montrent pas d'augmentation de valeurs de susceptibilité magnétique. Les roches les moins métamorphosées et déformées (secteur de la rivière des Outaouais) montrent des valeurs de  $0,92 (\pm 0,57) * 10^{-3}$  SI et celles situées en bordure des batholites, des valeurs de  $0,81 (\pm 0,68) * 10^{-3}$  SI.

Les granitoïdes, échantillonnés dans le cadre de ce projet, montrent une grande variabilité de valeurs de susceptibilité magnétique ( $4,68 \pm 9,31 * 10^{-3}$  SI) en raison de la présence de différents types de roches intrusives (granodiorite, tonalite, etc...). Les hautes valeurs de susceptibilité magnétique sont associées reliées à la tonalite de Fugèreville ( $10,3 \pm 7,3 * 10^{-3}$  SI).



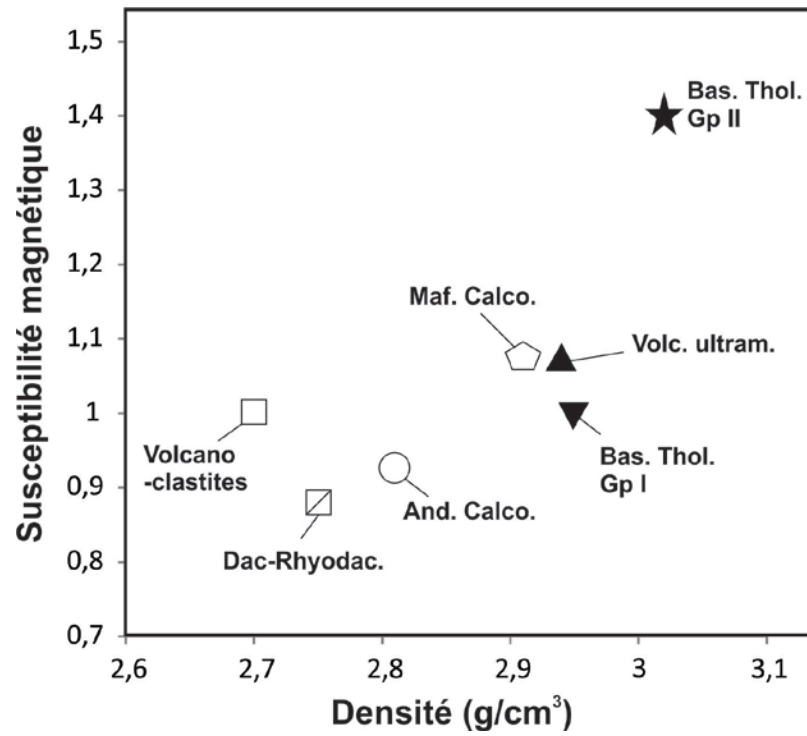
**Figure 1.4.** A) Distribution des données de susceptibilité magnétique mesurées dans les différentes populations de roches échantillonnées dans la partie ouest du Témiscamingue. B) Distribution des données de susceptibilité magnétique mesurées dans les différentes populations de roches volcaniques échantillonnées. Subdivision des échantillons volcaniques à partir des données géochimiques.

Les valeurs de susceptibilité magnétique des roches sédimentaires des Groupe de Pontiac ne sont pas corrélées aux concentrations en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total de ces roches (**Figure 1.5b**). Pour ce qui est des roches sédimentaires protérozoïques, les conglomérats du Groupe de Cobalt sont plus magnétiques ( $6,1 \pm 14 \cdot 10^{-3}$  SI) que les grès de la Formation de Lorrain ( $1,3 \pm 4,2 \cdot 10^{-3}$  SI) (**Figure 1.5a**). Ceci peut s'expliquer par la présence d'une forte proportion de fragments basaltiques dans les conglomérats. De plus, il est probable que de la pyrrhotite et de la magnétique soient présentes dans la matrice des conglomérats. Les très faibles valeurs de susceptibilité magnétique mesurées dans certains échantillons de grès siliceux reflètent de la prédominance du quartz dans ces roches.



**Figure 1.5.** Variation des valeurs de susceptibilité magnétique en fonction des concentrations en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (tot.) mesurées dans les populations d'échantillons du Groupe de Cobalt (A) et du Groupe de Pontiac (B).

La **figure 1.6** présente un diagramme résumant les grandes tendances observées pour ce qui est de la densité et de la susceptibilité magnétique des roches volcaniques du Groupe de Baby. Ce diagramme compare les valeurs médianes calculées pour les différentes populations de roches volcaniques. Ceci permet de minimiser l'impact des échantillons à très fortes valeurs de susceptibilité magnétique (*outliers*) sur les tendances observées entre les populations. Cette figure montre que les volcanites mafiques tholéïtiques et les volcanites ultramafiques sont les roches généralement les plus denses tandis que les roches volcaniques calco-alcalines sont les moins denses. Dans ce groupe, la densité médiane tend à diminuer en fonction du degré de différenciation magmatique des roches (de mafique à dacitique-rhyodacitique).

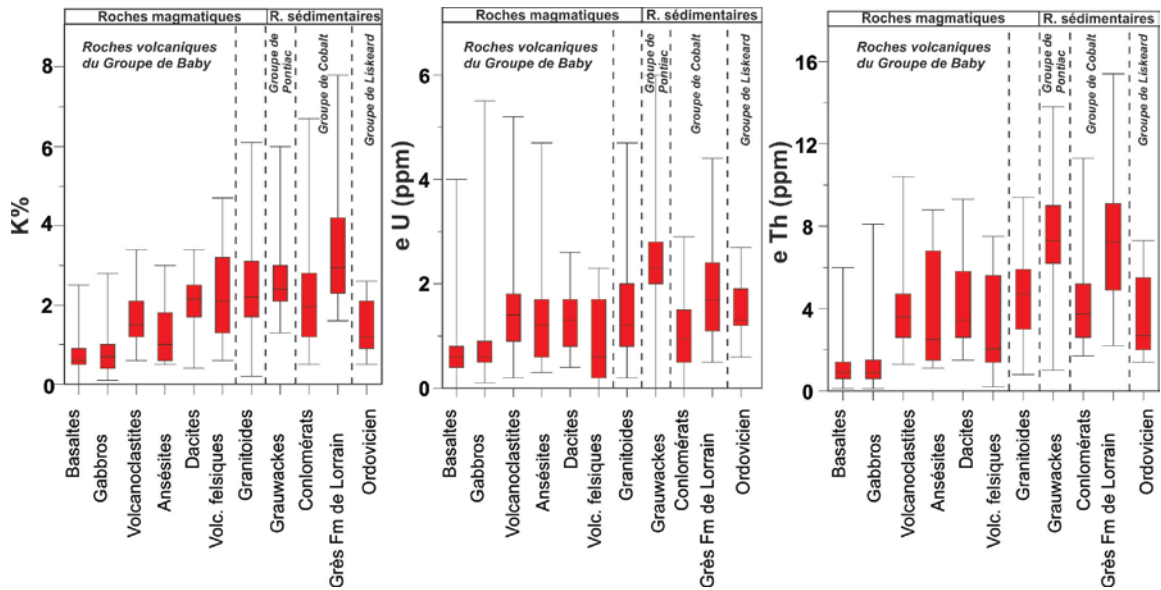


**Figure 1.6.** Variation des valeurs de susceptibilité magnétique et de la densité dans les populations de roches volcaniques du Groupe de Baby. Les valeurs rapportées sur cette figure sont les médianes.

### 1.2.3 Spectrométrie gamma

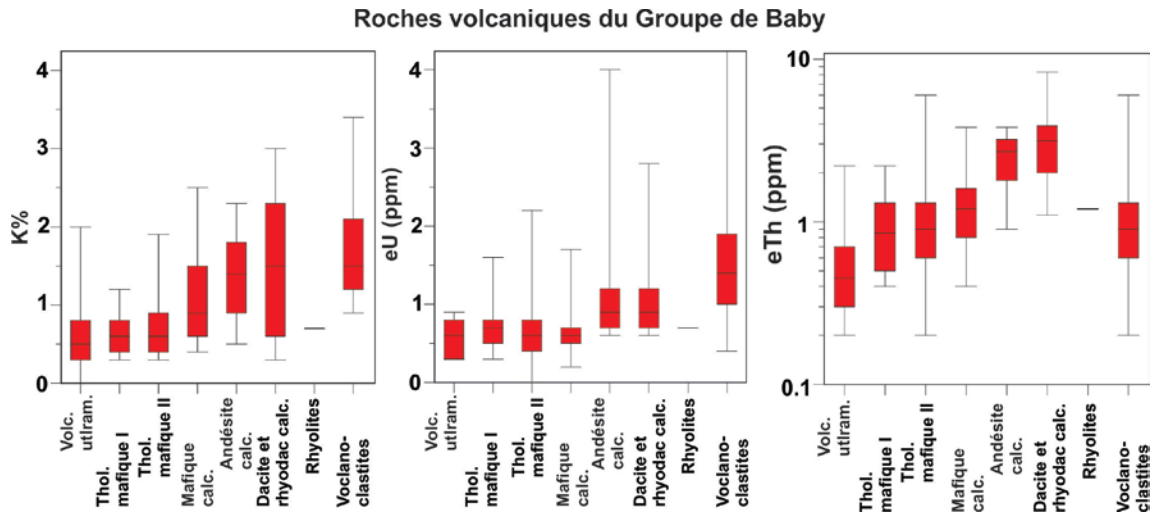
Dans l'ensemble, les données de spectrométrie gamma (K%,  $eU$  et  $eTh$ ) montrent des tendances normalement prévisibles pour des roches volcaniques de ceintures vertes archéennes. Les basaltes et gabbros montrent de très faibles concentrations en K%,  $eU_{ppm}$  et  $eTh_{ppm}$  soulignant la nature primitive et juvénile du magmatisme responsable de la mise en place de ces roches. A l'opposé, la séquence de roches calco-alcalines (incluant les volcanoclastites) sont systématiquement enrichies en K%,  $eU_{ppm}$  et  $eTh_{ppm}$ . Ce contraste reflète une pétrogénèse distincte impliquant, entre autres, différentes sources magmatiques.

Les roches sédimentaires archéennes (Gp de Pontiac) sont nettement enrichies en K% ,  $eU_{ppm}$  et  $eTh_{ppm}$  par rapport aux autres roches volcaniques du Groupe de Baby et aussi par rapport aux roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Cobalt et paléozoïques du Groupe de Liskeard. Contrairement aux séquences conglomératiques uranifères observées dans le cycle inférieur du Super Groupe Huronien (Gp d'Elliot Lake: Formations de Thessalon et Matinenda; **Young et al., 2001; Long, 2004**), les conglomérats du membre de Coleman ne sont pas enrichis en uranium ( $eU_{ppm}$ ). Comparativement, les grès de la Formation de Lorrain sont plus riches en  $eU_{ppm}$  que les conglomérats. Même si les concentrations médianes en Th sont semblables dans le Groupe de Pontiac et dans la Formation de Lorrain, les concentrations en U de la Formation de Lorrain sont inférieures aux valeurs observées dans le Groupe de Pontiac. Cette différence peut paraître étonnante, car les deux séquences sédimentaires proviennent de la même région (sources semblables). Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que les concentrations en  $O_2$  atmosphérique étaient nettement plus élevées à l'époque de la sédimentation du Groupe de Cobalt que pour la sédimentation en milieu réducteur du Groupe de Pontiac. Notez que dans un contexte plus oxydant, l'uranium est plus mobile dans les profils d'altérations des roches et sols. Ceci se traduit par la production de sédiments moins riches en uranium.



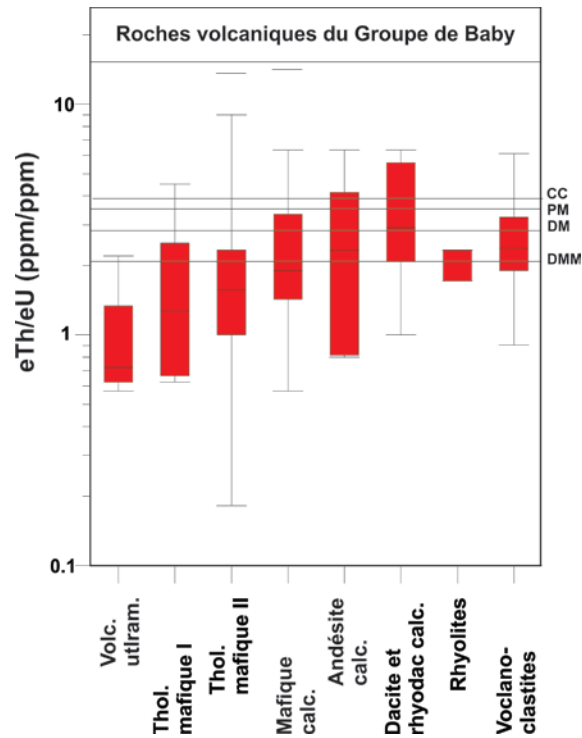
**Figure 1.7.** Variabilité des données spectrométriques gamma pour le K%, le  $eU_{ppm}$  et le  $eTh_{ppm}$  des roches volcaniques, intrusives et sédimentaires de la partie sud-ouest du Témiscamingue.

Les données, regroupées en fonction de la composition géochimique en éléments majeurs des roches volcaniques du Groupe de Baby, sont présentées à la **figure 1.8**. Les concentrations en K% sont systématiquement inférieures à 1% dans les populations de roches volcaniques ultramafiques et tholéiitiques. De la même façon, les concentrations en  $eU_{ppm}$  sont inférieures à 1 ppm dans les populations de basaltes magnésiens et dans les tholéiites. D'un autre côté, les concentrations en K% sont souvent supérieures à 1% dans les volcanites calco-alcalines de type andésitique, dacitique et rhyodacitique ainsi que dans l'unité volcanoclastique (**Figure 1.8**). Les faibles concentrations observées en  $eU_{ppm}$  dans les volcanites ultramafiques et les tholéiites se rapprochent vraisemblablement d'une limite de détection instrumentale. De plus, à ces très faibles concentrations dans les roches, la présence de sol, de végétation, de mousses et lichens peut modifier à la hausse les concentrations en uranium mesurées par spectrométrie gamma.



**Figure 1.8.** Variabilité des données spectrométriques gamma pour le K%, le  $eU_{ppm}$  et le  $eTh_{ppm}$  des roches volcaniques du Groupe de Baby. Subdivision des échantillons volcaniques à partir des données géochimiques.

La figure suivante permet de mieux cerner la problématique du dosage spectrométrique de l'uranium dans les roches volcaniques les plus primitives et donc naturellement les plus appauvries en uranium. Normalement, le rapport  $eTh/eU$  devrait demeurer sub-constant dans une population homogène de roches volcaniques (ex. basaltes tholéiitiques du groupe I). La variabilité observée sur la **figure 1.9** démontre un fractionnement apparent. Les faibles ratios  $eTh/eU$  observés dans les roches volcaniques ultramafiques et mafiques du Groupe de Baby suggèrent un enrichissement relatif en U, car des rapports Th/U inférieurs à 2,2 (valeurs du manteau asthénosphérique appauvri) ne sont généralement pas observés dans des roches volcaniques juvéniles en provenance du manteau terrestre. Notez qu'une partie de cet uranium excédentaire provient possiblement du milieu naturel (sol, till, biomasse forestière) situé en bordure des affleurements rocheux analysés par spectrométrie gamma. L'utilisation d'un collimateur massif en plomb permettrait d'éliminer cette composante mais le poids excessif de ce type de dispositif ne permet pas son utilisation sur le terrain.



**Figure 1.9.** Variabilité du rapport  $eTh_{ppm}/eU_{ppm}$  pour les différentes populations de roches volcaniques du Groupe de Baby. Subdivision des échantillons volcaniques à partir des données géochimiques. CC : croûte continentale, PM : manteau primitif, DM : manteau asthénosphérique appauvri, DMM : manteau asthénosphérique très appauvri.

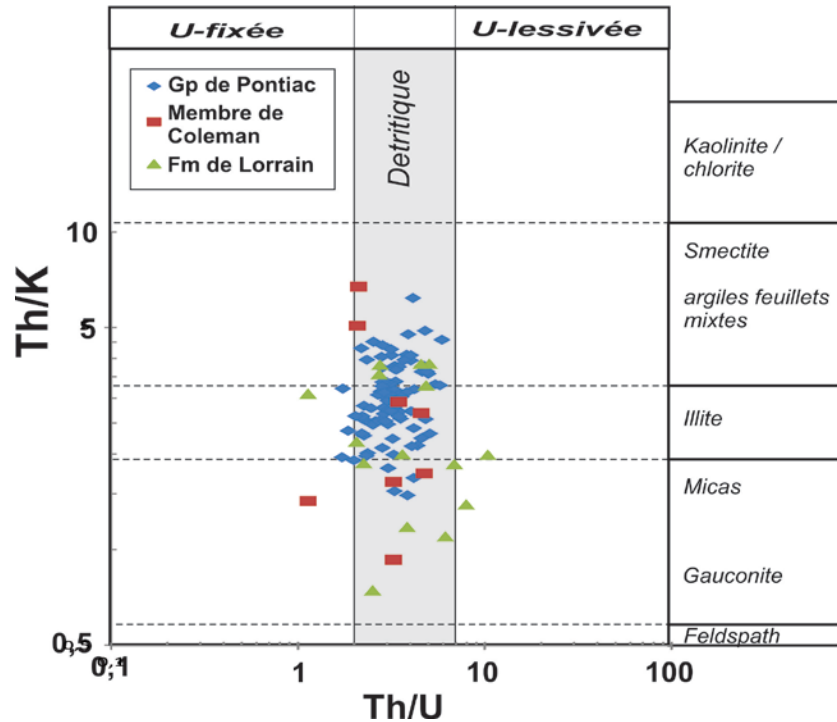
### *1.2.3.1 Fractionnement de l'uranium et du rapport $eTh/eK$ dans les roches sédimentaires*

Le rapport Th/U est sensible aux processus redox qui peuvent favoriser l'accumulation ou le lessivage d'uranium, qui, en milieu oxydant se trouve sous une forme hexavalente soluble et en milieu réducteur sous une forme tétravalente insoluble. En contexte sédimentaire de bassin anoxique, riche en matières organiques (surtout paléozoïque), les conditions redox peuvent faciliter la fixation d'uranium ce qui explique des ratios Th/U inférieurs à 2. D'un autre côté, un contexte oxydant peut produire un lessivage de l'uranium. Les roches sédimentaires siliciclastiques, caractérisées par des ratios Th/U de 2 à 7, sont généralement considérées comme porteuses de phases détritiques contenant de l'uranium. Pour le Groupe de Pontiac, l'essentiel des échantillons tombent dans ce



champ. Ceci est facilement explicable car lors de l'intempérisme chimique (*chemical weathering*) archéen, les conditions de surface étaient réductrices et l'érosion pouvait quantitativement transporter l'uranium sous une forme détritique. Pour les grès de la Formation de Lorrain, certains échantillons tombent à l'extérieur du champ détritique ce qui suggère une certaine mobilité de l'uranium. Notez que le passage vers un milieu atmosphérique terrestre plus oxydant est contemporain de la sédimentation dans la partie supérieure du Super Groupe Huronien. Ce dernier englobe le Groupe de Cobalt. Des conditions, significativement plus oxydantes après 2,4 Ga, pourraient avoir lessivées une partie de l'uranium dans la région source des sédiments de la Formation de Lorrain. Un paléosol montrant ce type de caractéristique est présent dans le secteur de Ville-Marie (**Schmidta et Williams, 1999**) à la base de la Formation de Lorrain. La géochimie de ce paléosol démontre une immobilité du fer dans le paléosol ce qui démontre une atmosphère oxydante (**Schmidta et Williams, 1999**) et susceptible de pouvoir lessiver l'uranium.

Le rapport  $eTh_{ppm} / K\%$  est aussi très instructif pour l'étude de la composante argileuse ou micacée contenue dans les roches sédimentaires (**Figure 1.10**). Lorsque ce rapport est supérieur à 12, l'assemblage serait dominé par la kaolinite et la chlorite (très forte intensité d'intempérisme chimique dans la région source des sédiments). Lorsque ce rapport est entre 3,25 et 12, l'assemblage serait dominé par les smectites et ou les argiles à feuillets mixtes. Entre 2 et 3,25, l'assemblage serait normalement dominé par l'illite et finalement, entre 0,6 et 2 par des micas et de la glauconite. Finalement, pour des ratios inférieurs à 0,6, le feldspath dominerait la minéralogie de l'échantillon sédimentaire. Pour les roches du Groupe de Pontiac, les valeurs du rapport  $eTh_{ppm} / K\%$  suggèrent la présence d'illite et de smectites. Ces valeurs sont semblables pour les grès de la Formation de Lorrain. Ceci suggère dans les deux cas, un degré d'intempérisme relativement modéré, car lorsque l'intempérisme est très élevé, les roches sédimentaires contiennent de la kaolinite.



**Figure 1.10.** Diagramme Th/K vs Th/U permettant d'évaluer la mobilité relative de l'uranium et l'intensité de l'intempérisme chimique lors de la formation des sédiments des unités sédimentaires des Groupes de Pontiac et de Cobalt. Les données proviennent de l'analyse spectrométrique gamma des échantillons. L'axe Th/K représente le ratio  $eTh_{ppm} / K\%$ . L'axe Th/U représente le ratio  $eTh_{ppm} / eU_{ppm}$ .

### 1.3 RÉFÉRENCES

**Denith, M. et Mudge, S.T., 2015.** Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge University Press. 438 pages.

**Long, D.G., 2004.** The tectonostatigraphic evolution of the Huronian basement and the subsequent basin fill: geological constraints on impact models of the Sudbury event. *Precambrian Res.* 129, 203–223.

**Sharma, P. V., 1986.** *Geophysical Methods in Geology*, 2nd edn. Elsevier, New York.

**Schmidta, P.W. et Williams, G.E., 1999.** Paleomagnetism of the Paleoproterozoic hematitic breccia and paleosol at Ville-Marie, Québec: further evidence for the low paleolatitude of Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 3–4, 273–285.

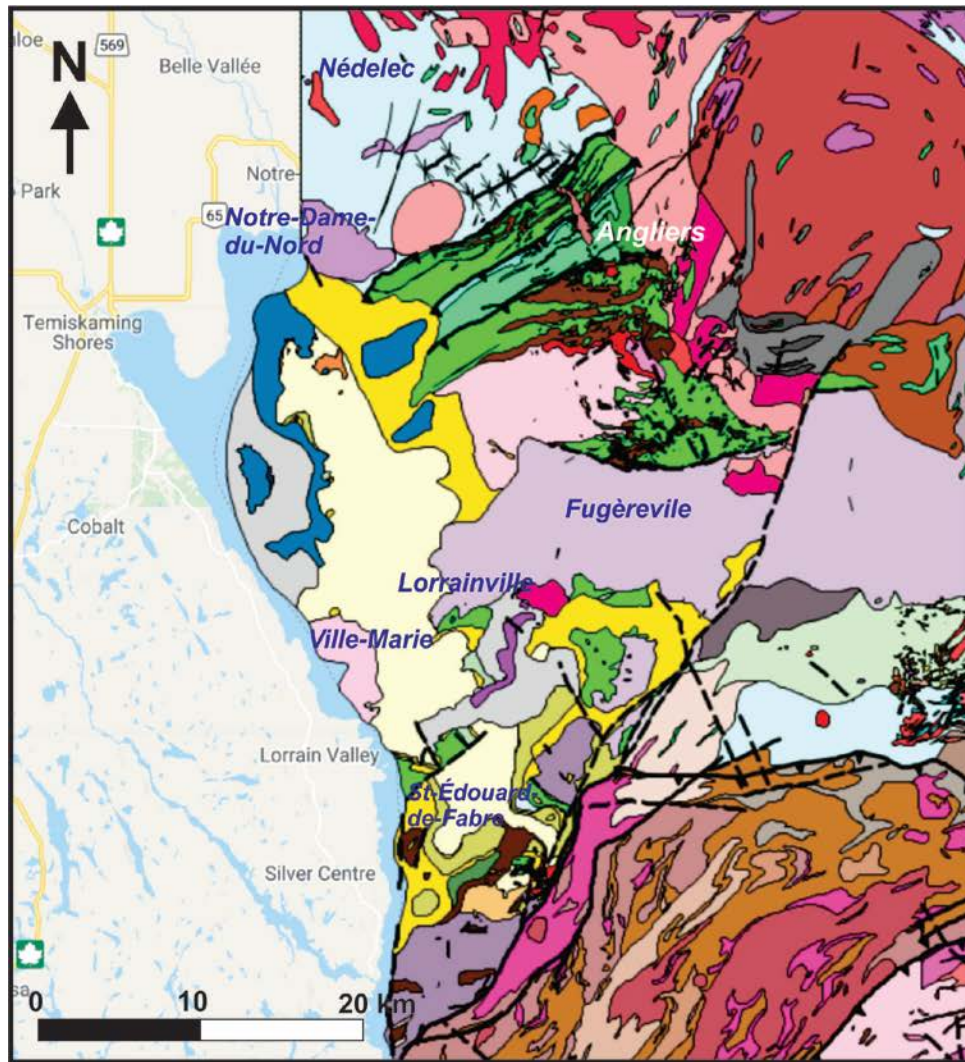
**Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M. et Nesbitt, H.W., 2001.** Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sediment. Geol.* 141, 233–254.

## 2. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE BABY

### 2.1 INTRODUCTION ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La sous-province tectonique du Pontiac est marquée par un style tectonique et par des assemblages lithologiques complexes et différents de ceux constituant la ceinture méta-volcanique de l'Abitibi située au nord de la région du Témiscamingue. Les études structurales détaillées des parties Nord et Centre du Pontiac ont démontrées la présence d'une tectonique à dominance subhorizontale avec des éléments structuraux démontrant une vergence vers le sud (**Camiré et Burg, 1993; Ghassemi, 1996**). Des structures de chevauchement à faibles angles, des évidences de nappes tectoniques plurikilométriques et la présence de copeaux de roches volcaniques allochtones (**Camiré et al., 1993**) suggèrent la présence d'un régime tectonique de convergence (**Frieman et al. 2017**). Contrairement au nord du Pontiac, les terrains à dominance volcanique dans le sud du Pontiac (ex. Groupe de Baby) sont généralement à pendages abruptes. Toutefois, **Sawyer et Barnes (1994)** suggèrent une origine allochtone de la ceinture de d'Angliers-Belleterre. Cette hypothèse repose sur l'observation d'une importante zone de déformation au contact nord de la ceinture volcanique. Contrairement au nord du Pontiac, les zones de faille suggèrent un déplacement des blocs du sud vers le nord. En l'absence de données géophysiques profondes, pouvant démontrer la présence d'une discontinuité physique en profondeur (zone de décollement), cette hypothèse demanderait à être validée.

Dans les parties ouest et sud-ouest du Témiscamingue, les roches volcaniques archéennes sont présentes dans le Groupe de Baby (**Mainville, 1994**). Ces roches affleurent dans les régions d'Angliers, de Fugèreville, de St-Eugène-de-Guigues, de Lorrainville et de St-Édouard-de-Fabre (**Figure 2.1**). Le Groupe de Baby constitue la partie est de la ceinture volcanique de Belleterre-Angliers (**Imreth, 1978; Dimroth et al., 1982**). Cette ceinture volcanique, située dans la partie sud de la sous-province tectonique archéenne du Pontiac, serait la plus jeune de la province du Supérieur (**Sawyer et Barnes, 1994**).



### Ordovicien

- Roches sédimentaires du Groupe de Liskeard

### Paléoprotérozoïque

- Intrusions de Nipissing
- Grès de la Formation de Lorrain
- Arkose membre de Coleman 2
- Conglomérats et grès du membre de Coleman 1

### Archéen

- Grauwackes du Groupe de Pontiac
- Tufs de la Formation d'Angliers 4
- Wackes volcanoclastiques (Fm Angliers 2)
- Volcanoclastites (Fm Angliers 1)
- Basaltes (Groupe de Baby 2)
- Komattites (Groupe de Baby 1)
- Gabbros du Groupe de Baby
- Batholite du Réservoir Decelles 3
- Batholite du Réservoir Decelles 1
- Pluton du Lac Fréchette 2
- Batholite de Rémigny 2
- Batholite de Rémigny 1
- Massif gneissique du Lac des Quinze
- Pluton du Lac des Seize
- Batholite de Fugèreville 2
- Batholite de Belleterre-Fugèreville 1

**Figure 2.1.** Carte géologique simplifiée de la région d'étude. Carte modifiée du site SIGÉOM du MERN.

Les roches volcaniques du Groupe de Baby ont été subdivisées en quatre séquences (**Imreth, 1978**). A la base, une séquence basaltique d'une superficie de 22,5% de la surface exposée du Groupe de Baby, contient des basaltes et picrites (**Imreth, 1978**) ainsi que des formations de fer plurikilométriques. Cette séquence constituerait la partie inférieure de la ceinture verte. Les travaux de **Mainville (1994)** ont démontré que les picrites sont en réalité des komatiites et des basaltes komatiitiques. Les roches de la séquence inférieure sont recoupées par des masses intrusives gabbroïques. Selon **Imreth (1974, 1978)**, les roches volcaniques de la séquence inférieure reposeraient directement au-dessus des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Conséquemment, ces roches volcaniques devraient être sensiblement plus jeunes que les roches sédimentaires du Pontiac. Toutefois, une datation U/P sur zircon, de **Mortensen et Card (1993)**, a donné un âge de  $2682 \pm 1$  Ma pour des roches dacitiques feldspatiques de la seconde séquence volcanique du Groupe de Baby. Cet âge est identique à l'âge de sédimentation des roches du Groupe de Pontiac (2682 Ma) suggéré par les datations U/Pb sur zircon de **Davis (2002)** et **Frieman et al. (2017)**. Étant donné que la seconde séquence volcanique repose au-dessus d'une unité de komatiite et de basalte, l'âge maximal du Groupe de Baby est forcément plus vieux que 2682 Ma. De ce fait, les volcanites du Groupe de Baby ne peuvent stratigraphiquement reposer au-dessus des roches du Groupe de Pontiac. Ces observations géochronologiques viennent appuyer l'hypothèse de **Sawyer et Barnes (1994)** suggérant que les roches volcaniques du Groupe de Baby constituent probablement une écaille tectonique chevauchée au-dessus des roches du Groupe de Pontiac. Étant donné la difficulté d'observer les contacts entre les Groupes de Pontiac et de Baby et de l'absence d'affleurements permettant de visualiser les zones de déformations associées à la base des écailles tectoniques, des mesures sismiques ou audiomagnétotelluriques pourraient valider l'hypothèse de **Sawyer et Barnes (1994)** tout en précisant l'importance des chevauchements en provenance du sud.

La seconde séquence volcanique, d'une superficie de 16%, consiste en une unité décrite par **Chagnon (1968)** et **Imreth (1978)** comme étant principalement constituée d'agglomérats dacitiques et d'une faible proportion d'unités volcano-sédimentaires. Comparativement aux séquences de tholéiites basaltiques, ces roches ne sont pas recoupées de dykes. Selon **Imreth (1978)**, le Groupe de Baby serait caractérisé par une

absence complète d'andésites et donc par une distribution relativement bimodale de basaltes et de dacites. Nos nouvelles données lithogéochimiques démontrent la présence d'une forte proportion de roches volcaniques andésitiques et d'une plus faible proportion de roches dacitiques. Notez que pour la partie sud de la ceinture de l'Abitibi, les andésites sont relativement rares. Pour le Groupe de Baby, l'abondance des roches andésitiques calco-alcalines pourrait refléter des processus pétrogénétiques spécifiques au Pontiac.

La troisième séquence, ou séquence centrale, constituant 28% de la superficie du Groupe de Baby, est constituée de basaltes intensément injectés de masses gabbroïques (environ 40% de la superficie de la séquence). Cette séquence est bien exposée le long du lac Long au sud d'Angliers.

Finalement, la séquence supérieure de basaltes, constituant 34% de la superficie du Groupe de Baby, est recoupée d'une plus faible proportion de gabbros. Selon **Imreh (1978)** les roches volcaniques seraient de plus en plus jeunes en direction du sud. Cette hypothèse n'est pas compatible avec l'âge U/Pb sur zircon de  $2686 \pm 2$  Ma des roches volcaniques rhyolitiques du secteur de St-Edouard-de-Fabre (**Machado et al., 1991**).

Selon **Imreth (1978)** les roches volcaniques du Groupe de Baby seraient affectées par un métamorphisme au faciès des schistes verts. Selon les lames minces étudiées dans le cadre de ce rapport, le métamorphisme semble plus élevé étant donné la présence d'amphiboles et d'épidote. Il est probable que le métamorphisme soit dans le sous-faciès inférieur des amphibolites (épidote-albite). Le métamorphisme amphibolitique serait aussi compatible avec les faibles valeurs de PAF observées dans les roches volcaniques du Groupe de Baby et avec les observations de **Chagnon (1968)** qui suggérait un métamorphisme également amphibolitique mais localement rétrogradé au faciès des schistes verts supérieurs.

## **2.2 CARACTÉRISTIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE BABY**

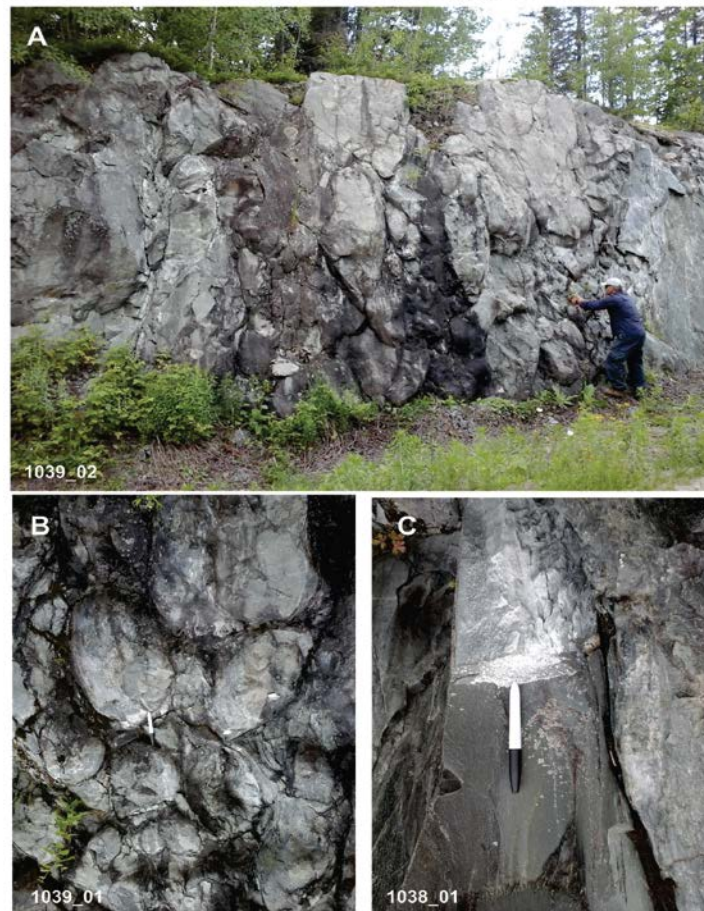
Les roches volcaniques du Groupe de Baby sont de trois types : les unités komatiitiques (et les basaltes komatiitiques associés), les basaltes tholéïtiques et les roches volcaniques calco-alcalines. Les roches calco-alcalines sont constituées de coulées mafiques, et de

volcanoclastites andésitiques et dacitiques et par de rares rhyolites. Ces roches calco-alcalines comportent une unité volcanoclastique d'étendue régionale (seconde séquence volcanique). Cette dernière est surtout de composition andésitique mais localement elle est associée à des tufs dacitiques montrant des textures sédimentaires suggérant une origine volcano-sédimentaire. Cette unité affleure surtout dans le secteur d'Angliers. Toutes ces roches ont été métamorphosées au faciès des amphibolites. Les roches volcaniques sont variablement déformées.

### **2.2.1 Roches volcaniques ultramafiques**

Les komattites affleurent dans une bande de roches située immédiatement au sud du contact avec les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac. Contrairement aux komatiites de l'Abitibi, la majorité des affleurements, observés dans le secteur de la rivière des Outaouais, montrent des coulées cousinées et ou massives (**Figure 2.2a et b**). Lors des travaux de 2017, nous n'avons pas observé de structures à spinifex ce qui confirme la rareté des faciès à spinifex dans les volcanites du Groupe de Baby. Notez que **Mainville (1994)** rapporte, dans son mémoire de maîtrise, la présence de quelques rares affleurements montrant des textures à spinifex. Des dykes synvolcaniques ultramafiques, à granulométrie relativement fine, recoupent les coulées à faibles angles. Ces roches intrusives sont parfois serpentinisées et ou talqueuses.

## Roches volcaniques ultramafiques (komatiites)



**Figure 2.2.** Coulées komatiitiques coussinées (A et B) à pendage sub-vertical (A) et texture semi-massive aphyrique (C). Photos prises dans le secteur de la rivière des Outaouais (affleurements 1038 et 1039: zone dynamitée d'Hydro-Québec).

### 2.2.2 Basaltes tholéïtiques

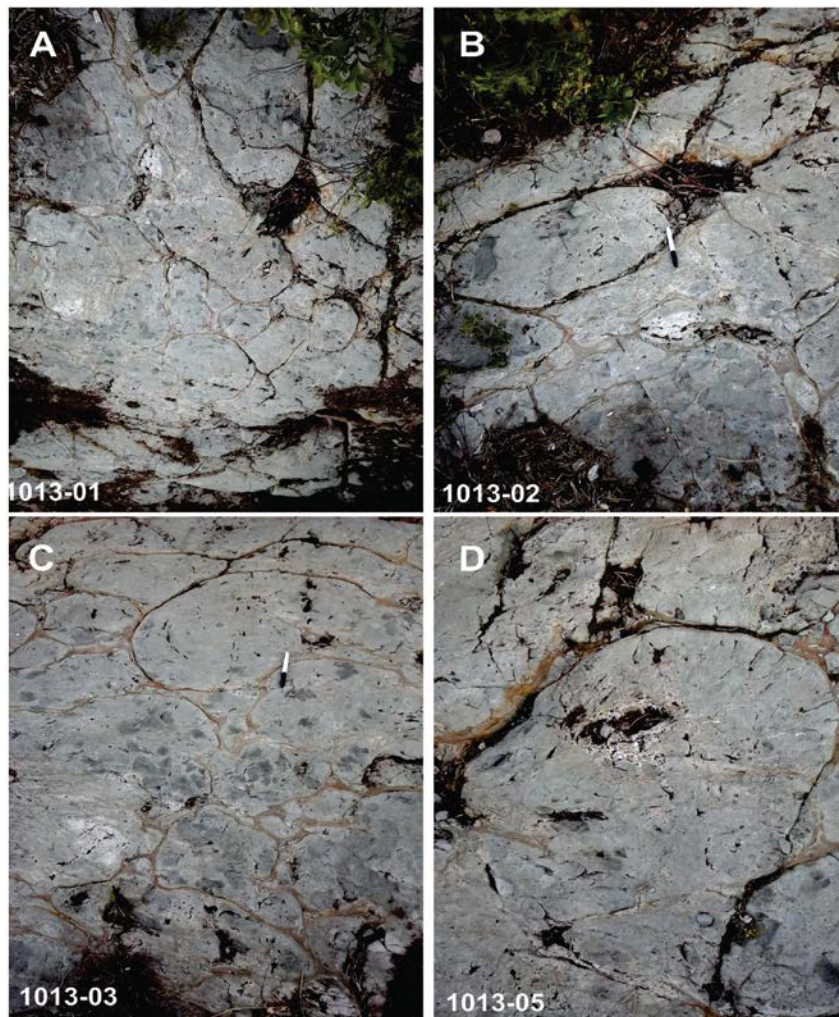
Les basaltes tholéïtiques sont les roches volcaniques dominantes du Groupe de Baby. Certaines unités sont spatialement associées aux roches volcaniques ultramafiques tandis que d'autres sont distribuées sur l'ensemble de la région. Les basaltes affleurant près des komatiites sont le plus souvent magnésiens et ont une composition de tholéïtes magnésiennes.

Les basaltes tholéïtiques montrent généralement des textures coussinées à fine bordure de trempe (**Figure 2.3a, b et c**), une très faible vésicularité et un rapport



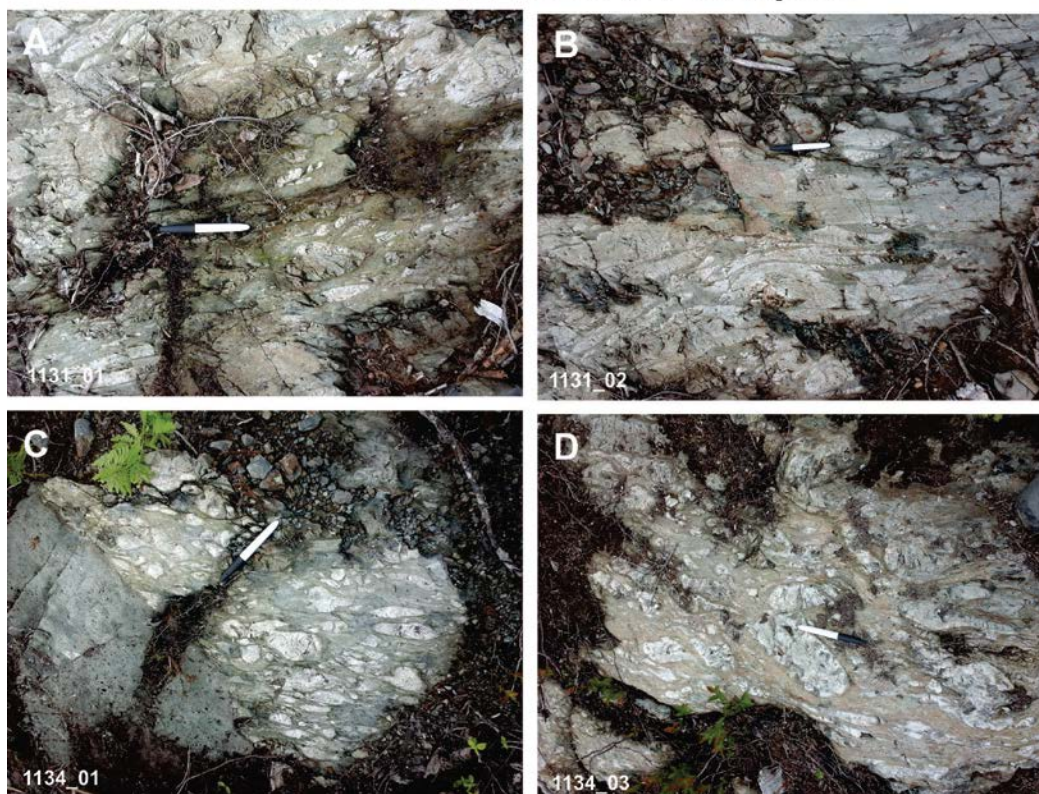
hyaloclastite/coulée faible à modéré. Par endroit, d'anciennes cavités d'éclusage remplies de quartz permettent de mesurer la direction et le pendage des couches (**Figure 2.3d**). Les brèches de coulées intercalées aux laves coussinées sont surtout observées dans la partie sud du Groupe de Baby (au nord du batholite de Fugèreville) (**Figure 2.4a, b, c et d**). Tout comme les komatiites, les basaltes tholéiitiques sont fréquemment recoupés de dykes gabbroïques homogènes et de granulométrie fine à moyenne. Ces dykes sont le plus souvent parallèles à la stratigraphie et parfois ils recoupent cette dernière à faibles angles. Plusieurs de ces dykes sont probablement de type nourricier car ayant une granulométrie fine et une composition chimique identique aux basaltes associés.

### Coulées de basaltes tholéiitiques



**Figure 2.3.** Coulées basaltiques coussinées (A, B, C et D) provenant de l’affleurement 1013 situé en bordure du lac Cameron (ouest d’Angliers). D) cavité d’éclusage remplie de quartz.

## Brèches de coulées basaltiques



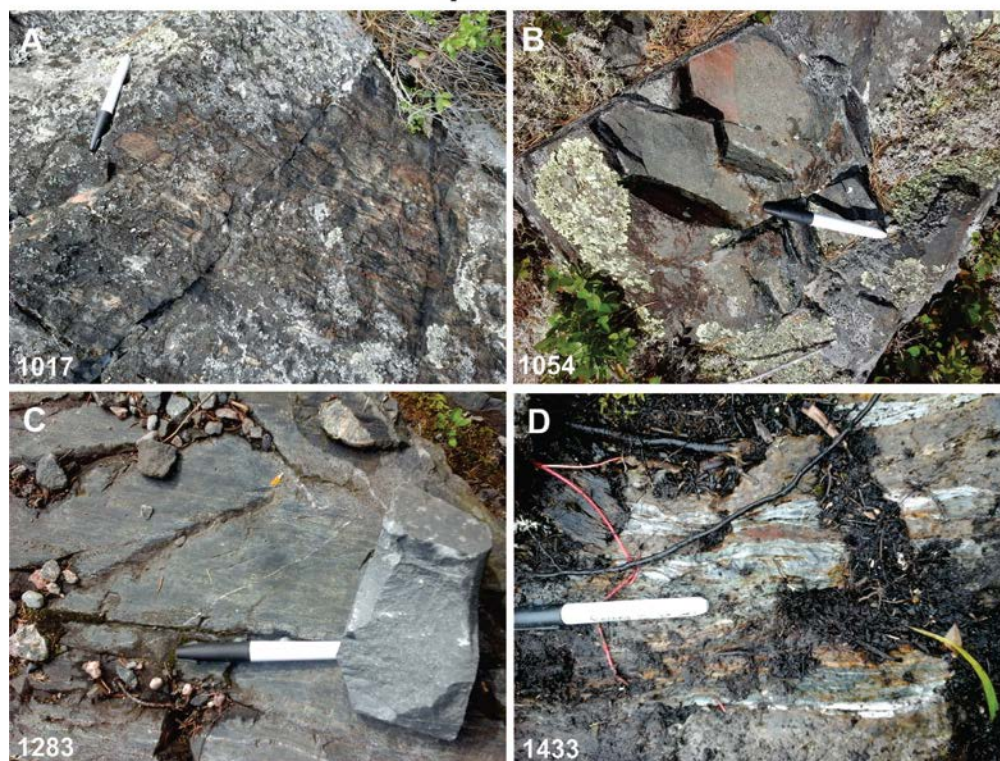
**Figure 2.4.** Brèches de coulées basaltiques du Groupe de Baby (**A**, **B**, **C** et **D**) provenant des affleurements 1131 et 1134 situés au nord du batholite de Fugèreville.

### 2.2.3. Roches volcaniques calco-alkalines

#### 2.2.3.1 Roches volcaniques mafiques

Les roches volcaniques mafiques calco-alkalines sont surtout présentes dans la partie sud de la région dans les secteurs de St-Édouard-de Fabre et de Lorrainville. Elles montrent des faciès volcaniques massifs ou foliés. Les faciès brèchiques ou tuffacés ne constituent que 10% des affleurements visités. Les roches variablement déformées et montrant une bonne foliation constituent 33% des affleurements cartographiés. La **figure 2.5** montre des faciès massifs (**B**), folié (**A**) une zone tufacée et déformée (**D**).

## Volcanites mafiques calco-alkalines

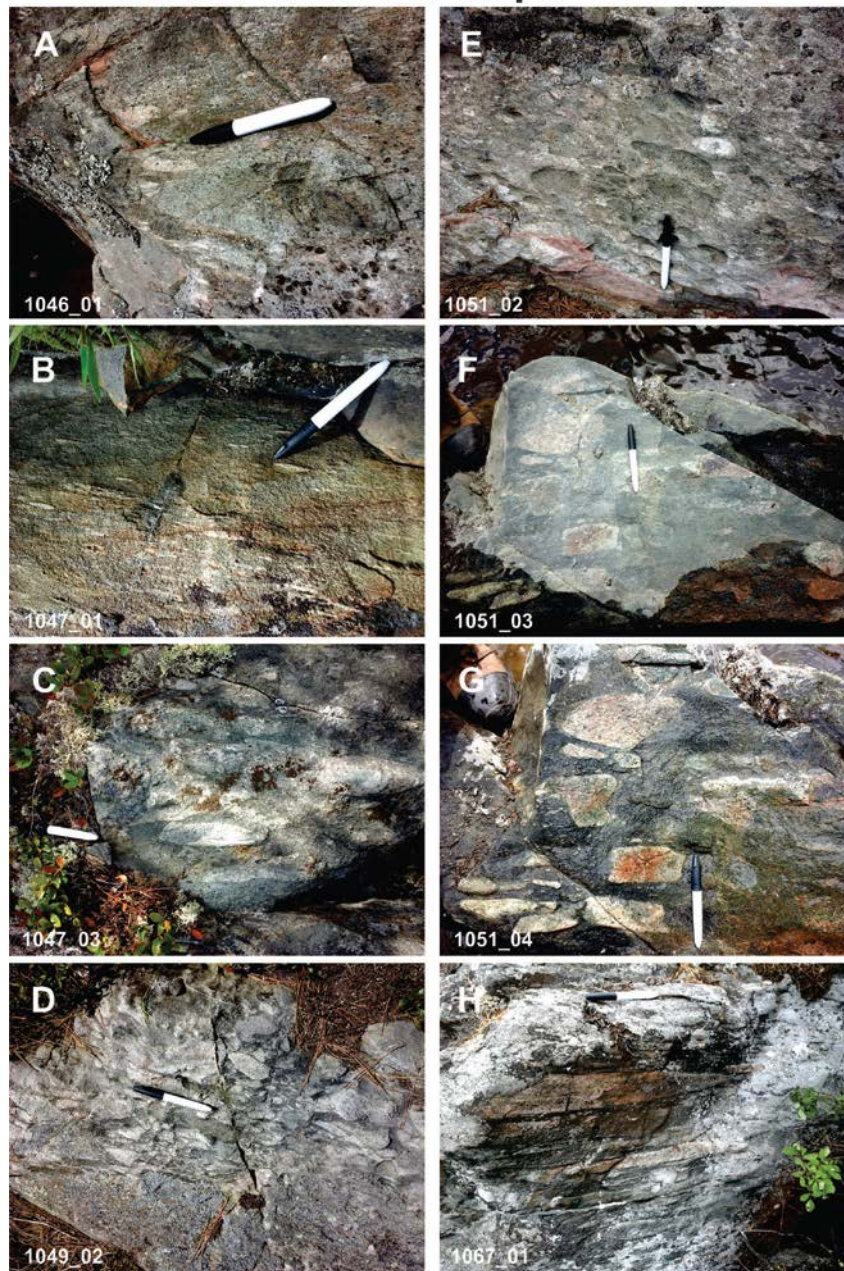


**Figure 2.5.** Photographies de roches volcaniques mafiques calco-alkalines de la partie sud du Groupe de Baby. A) et C) roches foliées, B) roche massive et D) tufs déformés.

### 2.2.3.2 Unité volcanoclastique

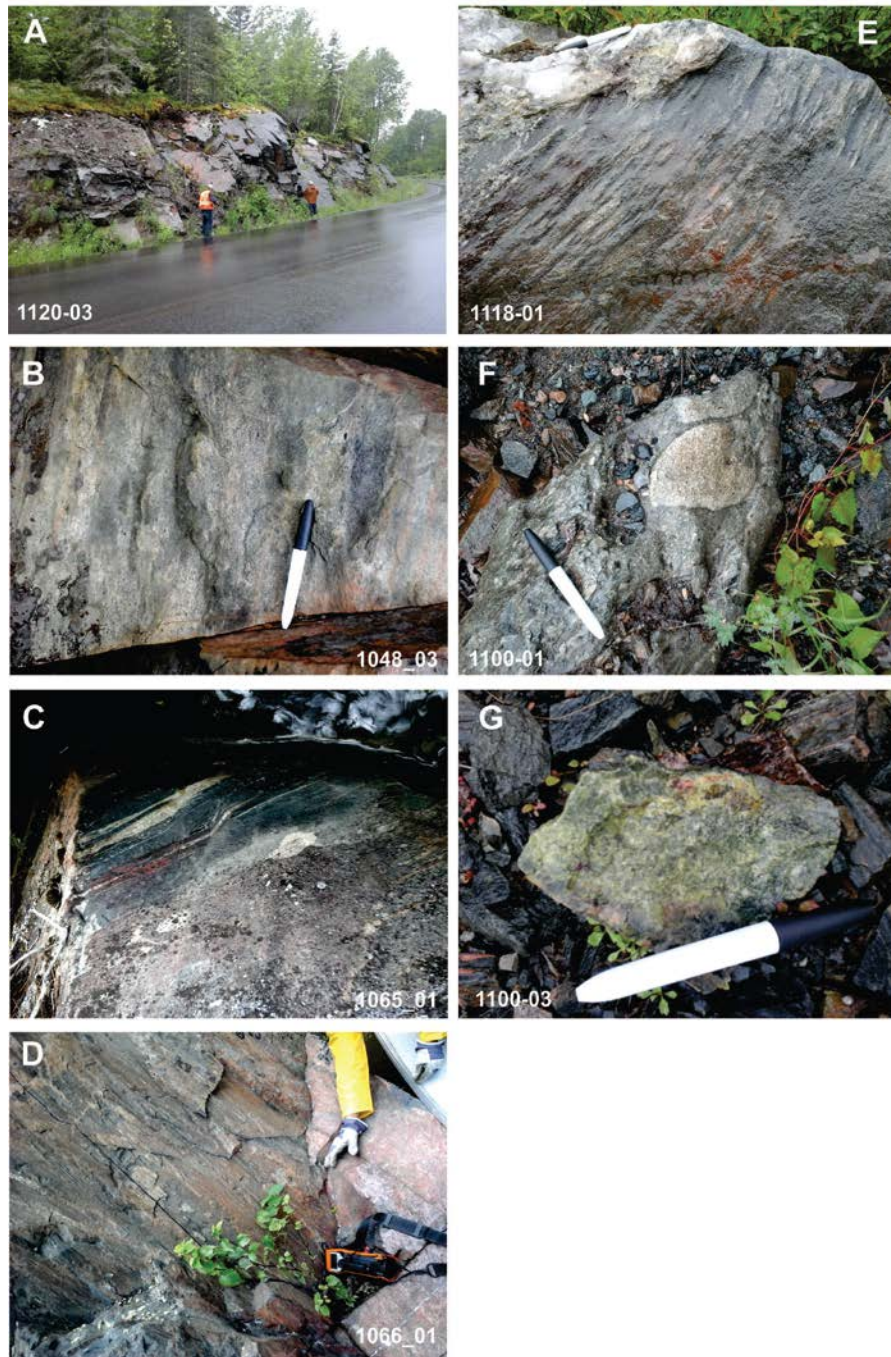
L'unité volcanoclastique est constituée d'une bande de volcanoclastites très épaisse couvrant une importante superficie de la partie nord du Groupe de Baby (secteur d'Angliers). Ces roches calco-alkalines, de composition essentiellement andésitique, sont caractérisées par la présence de porphyres de feldspaths. Plusieurs lames minces montrent des textures de zonation concentriques témoignant de processus de cristallisation fractionnée lors de la croissance des cristaux dans des réservoirs magmatiques. L'unité volcanoclastique est constituée de tufs à blocs (**Figure 2.6e, f, g et h**), de tufs à lapillis (**Figure 2.6b**) et de tufs. L'observation en affleurement des blocs et des lapillis les moins déformés ne montre pas d'évidences de fortes vésicularités (ponces ou scories), de bombes volcaniques. Ces observations ne suggèrent pas un environnement de mise en place sub-aérien ou peu profond (très faible bathymétrie).

## Unité volcanoclastique centrale



**Figure 2.6.** Photographies de terrain montrant différents faciès de volcanoclastites andésitiques. C, D, E, F, G et H) tufs à blocs variablement déformés. A et B) tuf à lapillis.

## Unité volcanoclastique centrale



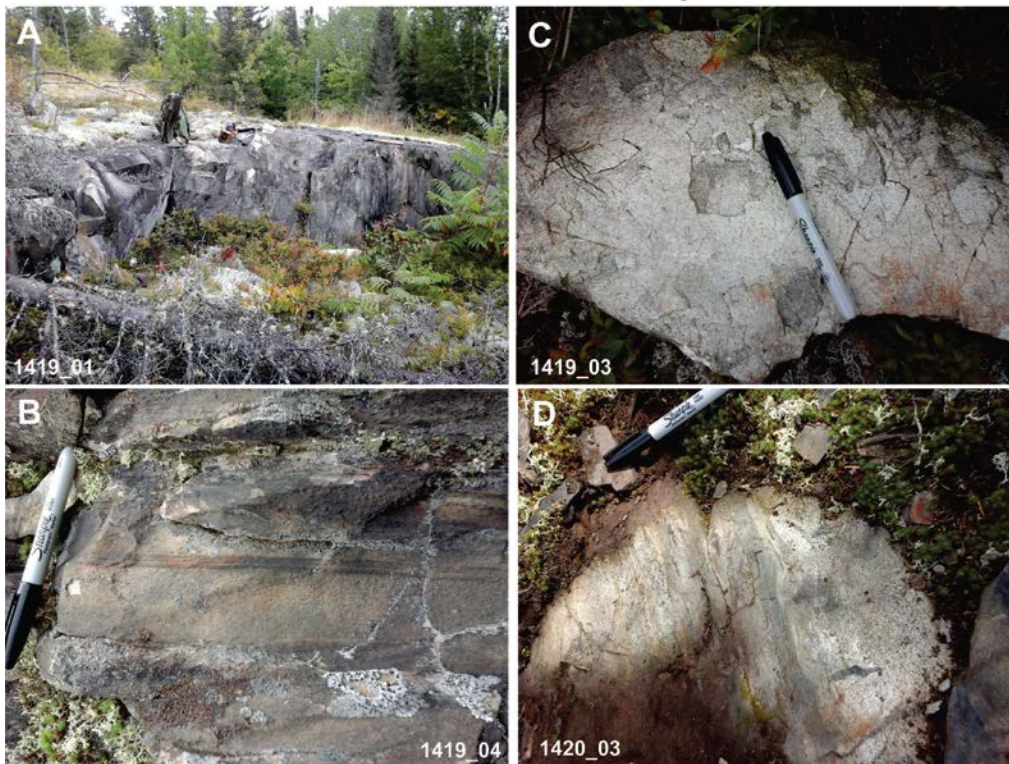
**Figure 2.7.** Photographies de terrain montrant différents faciès de volcanoclastites andésitiques. **A)** affleurement de volcanoclastites près d'Angliers, **B, C, D et E)** tufs à lapillis, **F)** tuf à blocs **G)** bloc épidotisé.

Les volcanoclastites sont localement intercalées de fines bandes de tufs dacitiques volcano-sédimentaires (**Figure 2.8b, d**). Ces tufs dacitiques sont observés à l'ouest du village d'Angliers. Des faciès laminés et des granoclassesments sont observés en plusieurs endroits. Ces observations suggèrent un environnement de mise en place de type subaquatique.

Les roches de l'unité volcanoclastique sont intensément déformées par endroit. Les basaltes, affleurant en bordure de l'unité volcanoclastique, sont toutefois beaucoup moins déformés. **Imreth (1978)** a suggéré que l'unité de roches volcanoclastiques ait été chevauchée sur les roches basaltiques de la région. Cette hypothèse semble réaliste compte tenu des observations de terrain et du contraste géochimique drastique entre les compositions des basaltes tholéiitiques sous-jacents et celles des volcanoclastites calco-alcalines.

L'absence des masses intrusives gabbroïques dans l'unité volcanoclastique est importante car les séquences en dessous et au-dessus contiennent une forte proportion de gabbros. A priori, ceci pourrait suggérer que l'unité volcanoclastique ne s'est pas formée dans le même environnement magmatique que les komatiites et les tholéiites. Cette unité aurait possiblement été tectoniquement imbriquée dans les séquences de komatiites et de basaltes lors de la mise en place des écailles tectoniques.

## Tufs et coulées dacitiques



**Figure 2.8.** Photographies d’affleurements de tufs volcano-sédimentaires dacitiques provenant du secteur situé à l’ouest du village d’Angliers. **A)** affleurement dacitique en forêt. **B et D).** Tufs dacitiques lités (Figures **B et D**) et montrant des évidences de granoclassement. **C)** Dacite relativement massive.

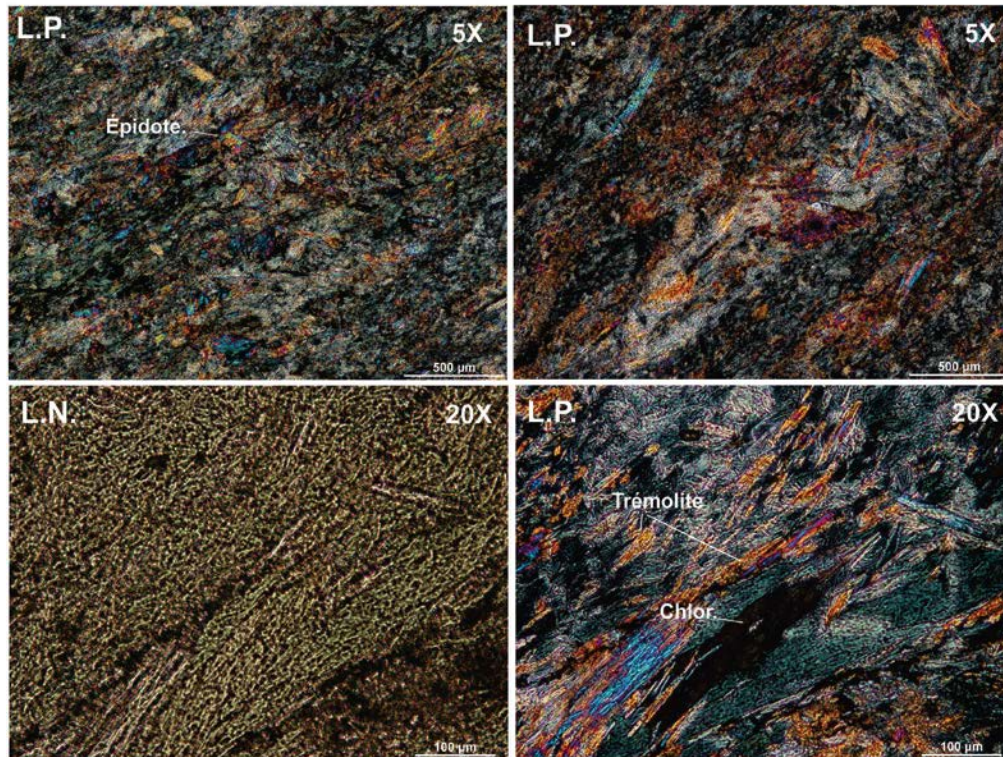
### 2.3 PÉTROGRAPHIE

#### 2.3.1 Komatiites

Les roches ultramafiques du Groupe de Baby montrent des textures en lames minces totalement recristallisées. Les pseudomorphes d’olivine ne sont observés que dans les échantillons 1039 et 1035. La texture des lames est souvent fibreuse parfois aciculaire et les minéraux sont le plus souvent orientés aléatoirement dans la roche. La foliation S1 est observable dans certains échantillons (ex. 1394). La minéralogie métamorphique de ces roches est surtout constituée d’amphiboles (trémolite), de chlorite magnésienne et d’épidote (**Figure 2.9 et 2.10**). La serpentine et le talc sont observés dans certains échantillons. Le quartz métamorphique est localement présent. La chromite et la pyrrhotite sont présentes dans certaines lames minces (de traces à 3%). Les cristaux de chromite, d’origine probablement ignée, montrent des zonalités reliées à des réactions

métamorphiques avec les minéraux de la matrice silicatée des roches. La titanite est souvent observée à l'état de traces.

## Komatiite

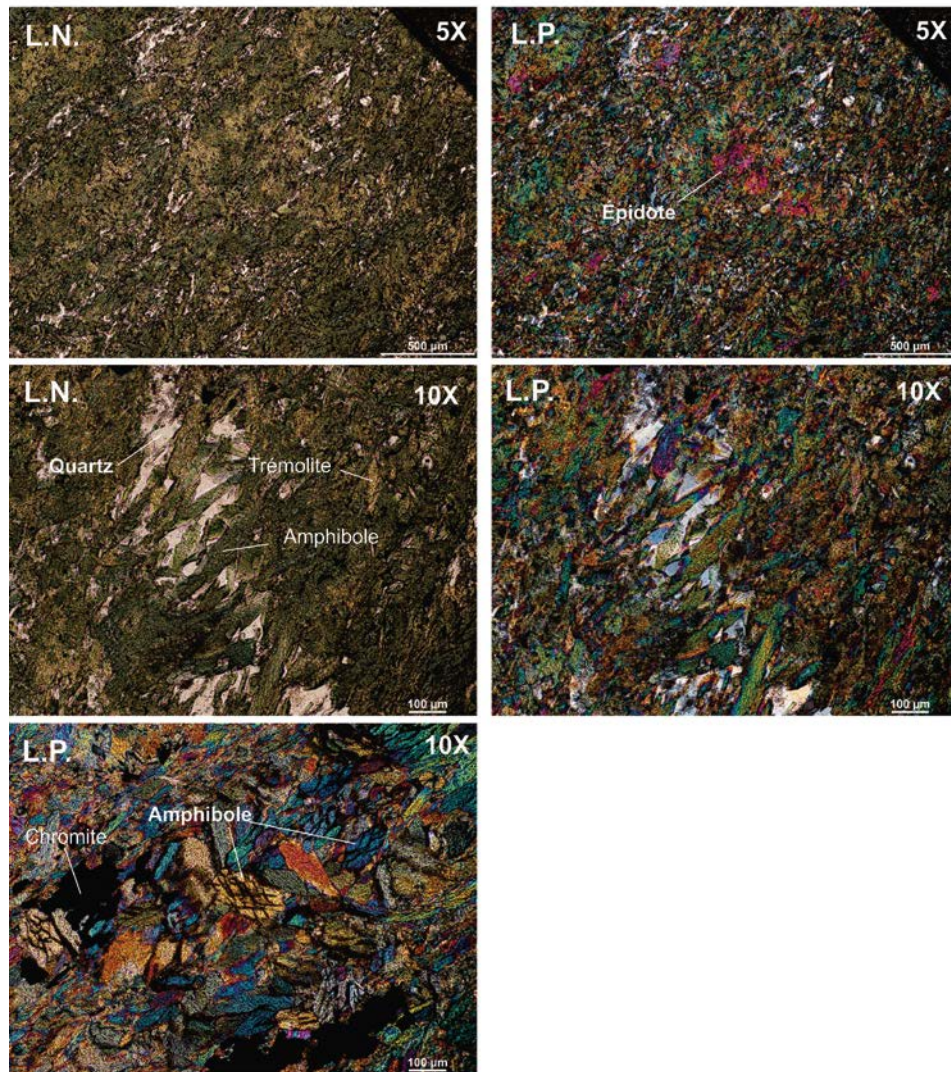


**1034**

**Figure 2.9.** Photographie d'une lame mince de komatiite (**affleurement 1034**) montrant une matrice riche en amphibole (hornblende, trémolite), du plagioclase secondaire et de la chlorite. Notez la texture totalement recristallisée de l'échantillon ainsi que la présence d'épidote, de chlorite et de trémolite



## Komatiite



1141

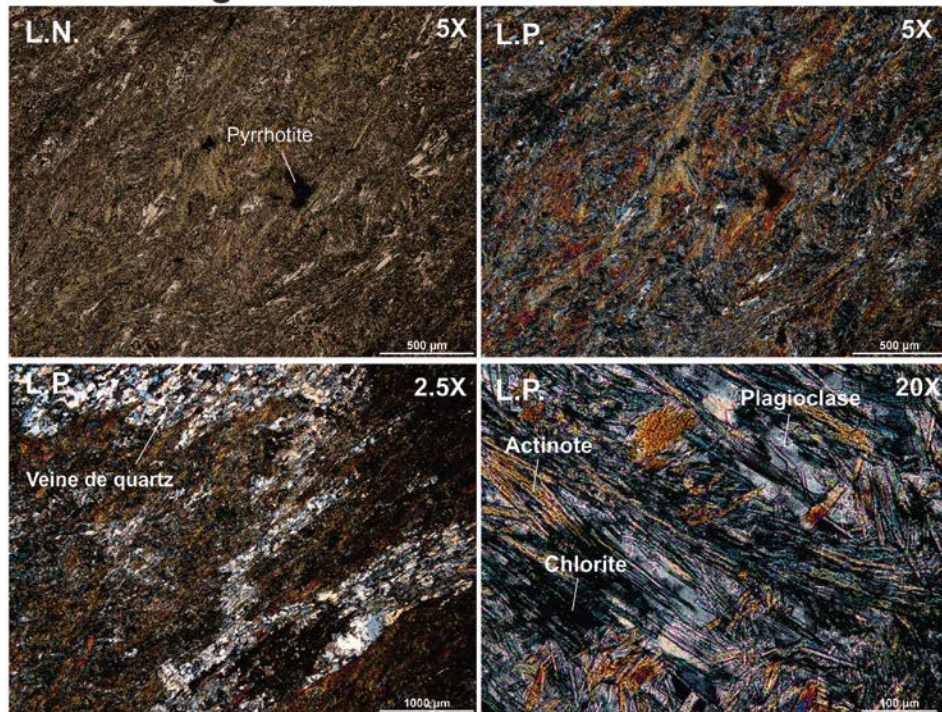
**Figure 2.10.** Photographie d'une lame mince de komatiite (**affleurement 1141**) montrant une matrice riche en amphibole (hornblende, trémolite), du plagioclase secondaire et de l'épidote. Notez la texture totalement recrystallisée de l'échantillon.

### 2.3.2 Tholéïtes

Les tholéïtes sont essentiellement constituées d'amphiboles (>80%) et de plagioclase (moins de 20%) (**Figures 2.11, 2.12 et 2.13**). La hornblende, souvent bien cristallisée, est visible dans de nombreux échantillons. L'actinote est observée dans plusieurs échantillons. Le quartz secondaire est présent dans ces roches (moins de 10%). L'épidote est fréquemment observée mais généralement à faibles pourcentages. La chlorite, riche en

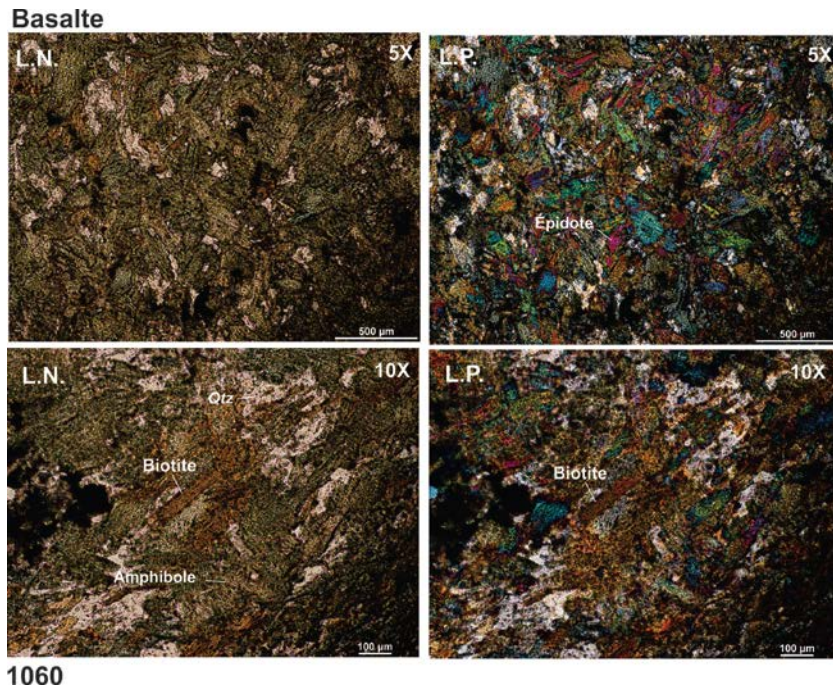
fer, est observée en faibles concentrations dans certains échantillons de tholéiites magnésiennes. Les minéraux opaques sont surtout constitués d'oxydes de fer, de pyrite et de chalcopryrite. Ces minéraux constituent généralement moins de 2% des échantillons. Des veinules de quartz plissées sont observées dans l'échantillon 1394 (**Figure 2.11**).

### Basalte magnésien

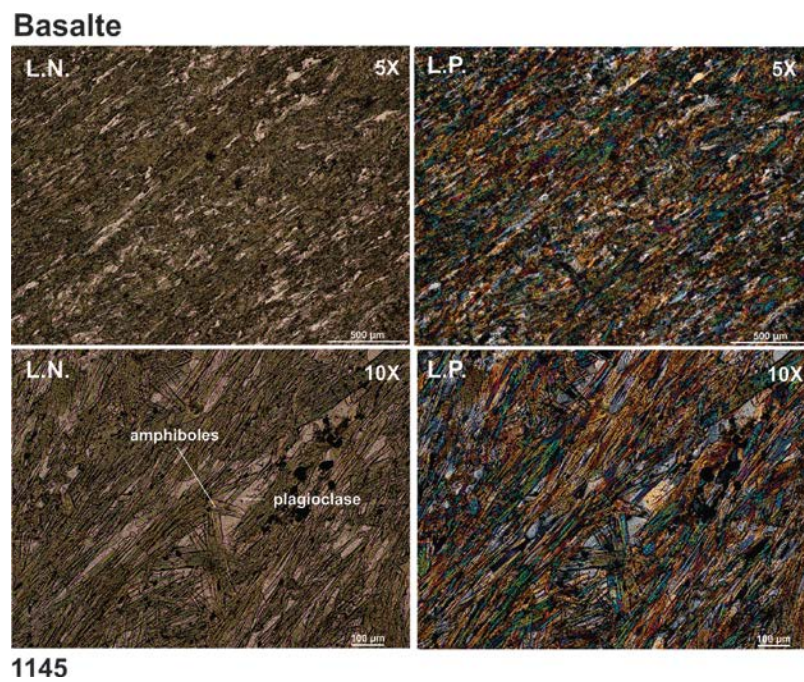


**1394**

**Figure 2.11.** Photographie d'une lame mince de basalte tholéiitique magnésien (affleurement 1394) injecté de veinules de quartz plissées. L'échantillon est riche en actinote et plagioclase et contient de la chlorite.



**Figure 2.12.** Photographie d'une lame mince de basalte tholéiitique (affleurement 1060) montrant une matrice riche en amphiboles et épidote et contenant aussi de la biotite.

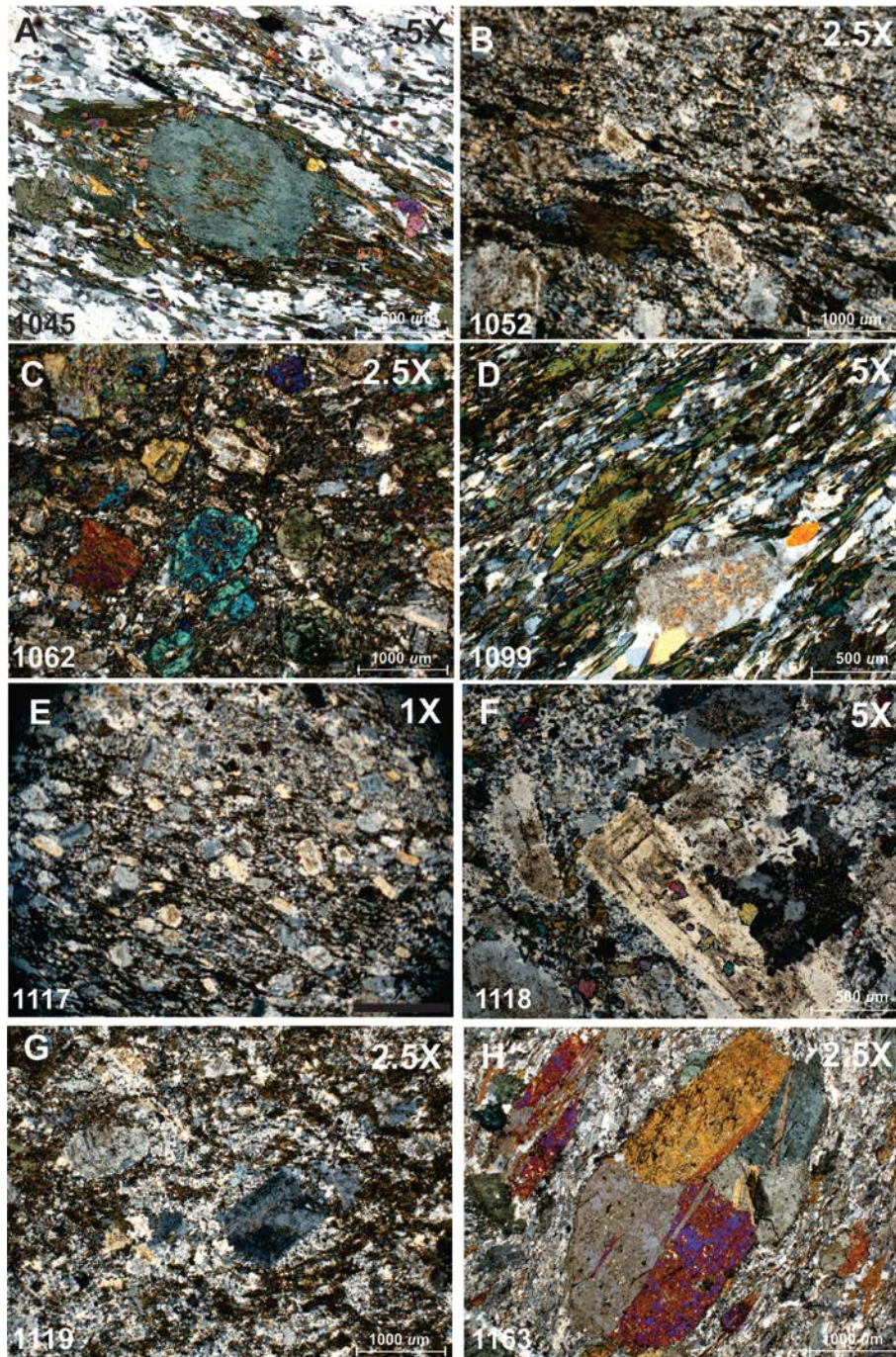


**Figure 2.13.** Photographie d'une lame mince de basalte tholéiitique (affleurement 1145) montrant une matrice riche en amphiboles et plagioclase. Notez la fabrique S1 bien développée dans cet échantillon.

### 2.3.3 Volcanoclastites

Les volcanoclastites calco-alkalines sont essentiellement constituées de plagioclase, d'amphiboles et de reliques de pyroxène (**Figure 2.14**). Le quartz est présent dans une mésostase quartzo-feldspatique. Plusieurs échantillons montrent une bonne foliation S1 avec un alignement des amphiboles. Les phénocristaux de plagioclase, variablement saussuritisés, montrent fréquemment des zonalités de croissance cristalline soulignant des processus de cristallisation fractionnée lors de la différenciation magmatique de ces roches (**Figure 2.14a, d, f**). La hornblende, souvent bien cristallisée, est visible dans de nombreux échantillons. De fines aiguilles d'actinote sont observées dans plusieurs échantillons. L'épidote est souvent observée mais généralement en faibles concentrations. La chlorite est rarement présente dans ces roches. De la biotite et de la muscovite sont occasionnellement observées dans des zones riches en amphiboles.

## Volcanoclastites

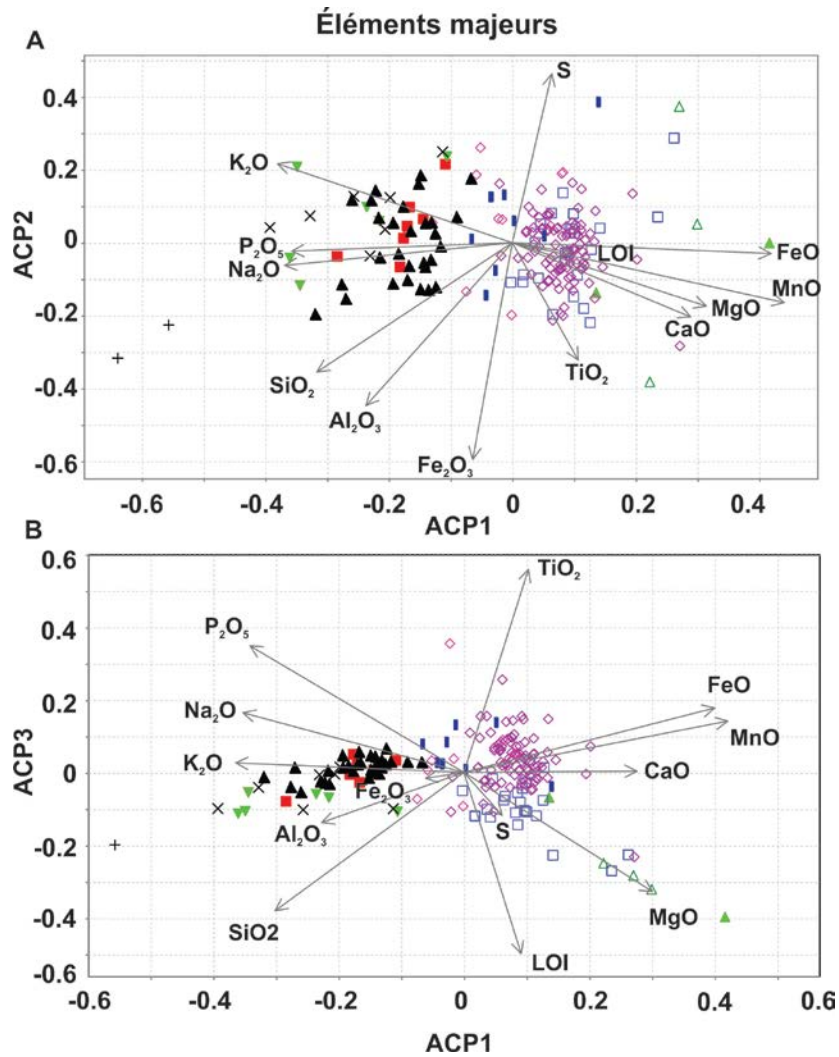


**Figure 2.14.** Photographies de lames minces de volcanoclastites calco-alcalines (affleurements 1045, 1052, 1062, 1117, 1118, 1119 et 1163) montrant la présence de phénocristaux zonés de plagioclases ignés et des reliques de pyroxènes.

## 2.4 GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE BABY

Dans le cadre de ce rapport, 314 échantillons de roches volcaniques et de dykes gabbroïques ont été prélevés sur l'ensemble de la zone d'étude. Ces échantillons ont été préalablement subdivisés sur le terrain sur la base des données spectrométriques gamma (K%, eU et eTh) et par la suite par rapport aux données chimiques des éléments majeurs et traces obtenues par analyses en ICP-AES et ICP-MS aux laboratoires de l'INRS-ETE.

Afin de ne pas biaiser la subdivision des différentes populations d'échantillons nous avons calculé des analyses en composantes principales (ACP) afin de vérifier l'existence de populations distinctes. La figure suivante montre les résultats de l'ACP pour les éléments majeurs des échantillons de roches volcaniques du Groupe de Baby. Ces calculs ont été réalisés en utilisant les données logarithmiques des éléments majeurs transformées par rapport à leurs moyennes et écart-types respectifs (méthode de la variable centrée réduite). Sur la **figure 2.15**, les échantillons montrant des valeurs d'axe ACP1 positives sont des basaltes tholéiitiques (riches en fer), des tholéiites magnésiennes ou des komatiites. La vaste majorité des échantillons se projetant pour de valeurs d'axe ACP1 négatives sont des roches volcaniques calco-alkalines (roches mafiques, andésitiques et dacitiques) (**Figure 2.15**).

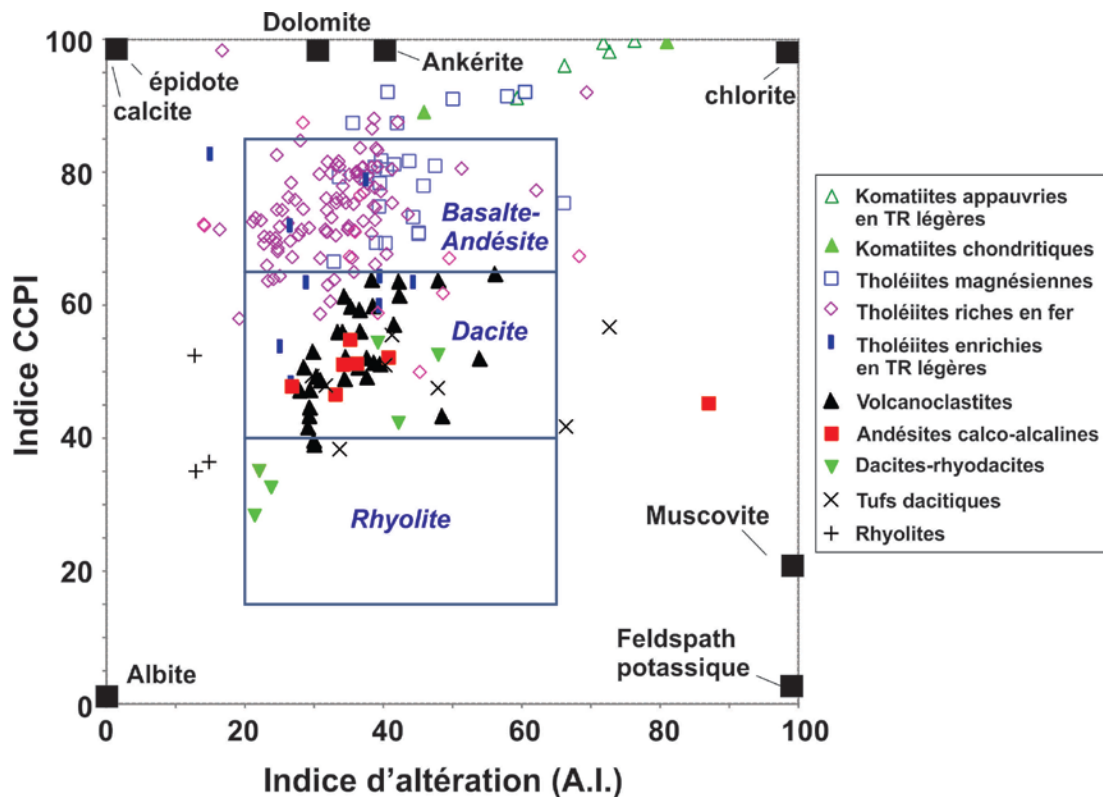


**Figure 2.15.** Analyse en composante des analyses lithogéochimiques de roches volcaniques du Groupe de Baby. Les échantillons projetés pour des valeurs positives d'axe ACP1 sont des basaltes tholéïtiques (riches en fer ou magnésiens) et des komatiites. La vaste majorité des échantillons se projetant pour de valeurs d'axe ACP1 négatives sont des volcanites calco-alcalines (roches mafiques, andésitiques, dacitiques). Les données lithogéochimiques sont transformées en fonction du logarithme des données centrées réduites.

### 2.4.1 Altération des roches volcaniques

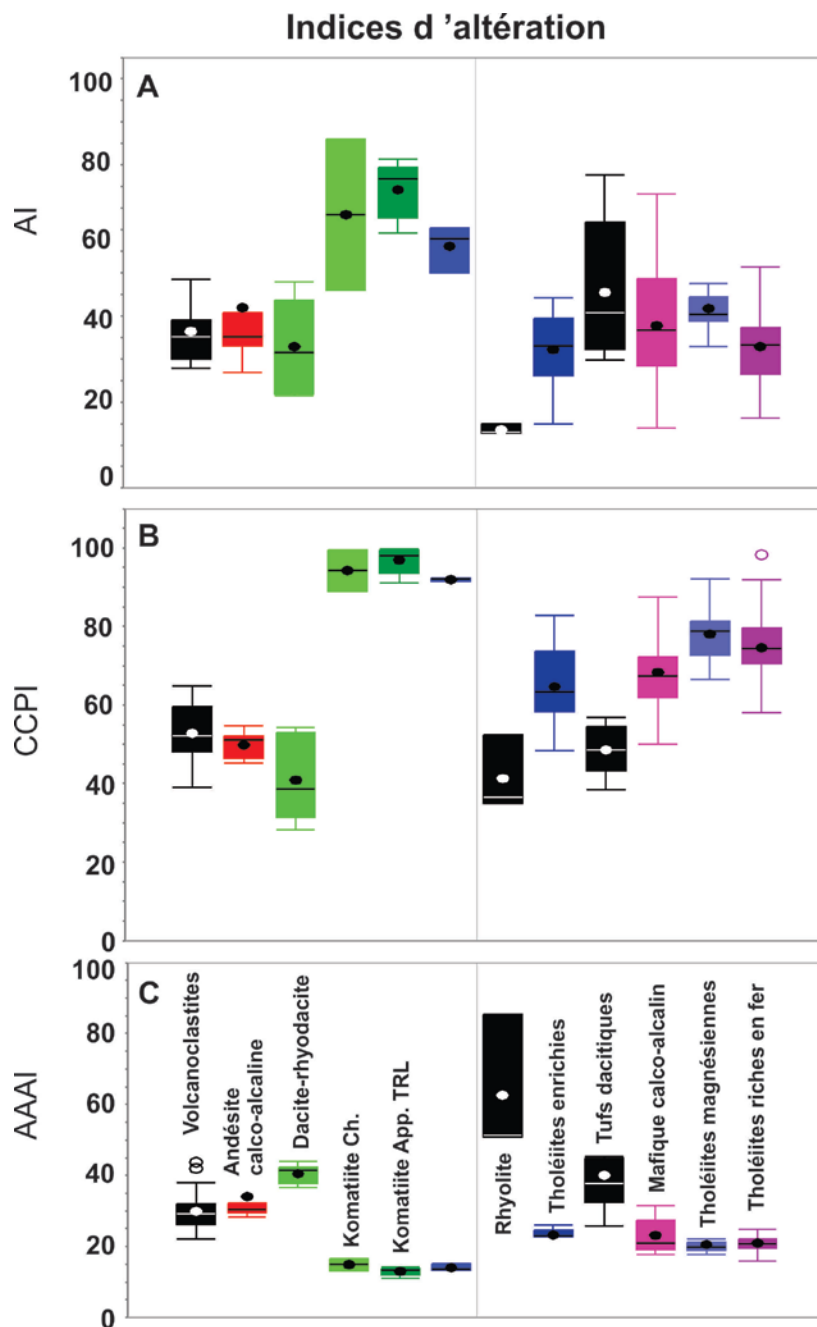
Les échantillons, prélevés dans le cadre de ce projet, montrent généralement de faibles valeurs d'indices d'altération et de pertes au feu. Les valeurs d'indice d'altération (A.I. et CCPI) tombent essentiellement dans le champ des roches volcaniques mafiques et felsiques (**Figure 2.16**). Ce diagramme, n'étant pas calibré pour les komatiites et basaltes komatiitiques, ne permet toutefois pas une évaluation adéquate de l'altération des roches

ultramafiques. L'effet de la présence de roches ultramafiques, sur les valeurs des différents indices d'altération, est particulièrement évident sur les **figures 2.16 et 2.17**. Les roches volcaniques du Groupe de Baby sont essentiellement méta-alumineuses et sub-alkalines. Ceci démontre également une mobilité réduite des éléments alcalins et du CaO dans ces roches. Notez que certaines dacites et rhyodacites montrent de faibles valeurs d'indices A.I. et CCPI pouvant suggérer une certaine albitisation des roches (**Figures 2.16 et 2.17**). Les très rares rhyolites, observées dans le Groupe de Baby (3 échantillons), montrent un indice AAAI (indice d'argilisation avancée) plus élevé (**Figure 2.17**). Ces échantillons sont peralumineux.



**Figure 2.16.** Indices d'altération A.I. et CCPI montrant le caractère généralement peu altéré des roches volcaniques du Groupe de Baby. Le vecteur de hautes valeurs de A.I. et de CCPI, observé dans les tholéiites magnésiennes et les komatiites, est principalement contrôlé par les variations d'abondance de l'olivine dans les protolites. L'indice d'altération  $AI = 100 (MgO + K_2O) / (MgO + K_2O + CaO + Na_2O)$ : **Ishikawa et al. (1976)** et l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) =  $100 (MgO + Fe_2O_3) / (MgO + Fe_2O_3 + CaO + Na_2O)$ . Diagramme modifié de **Large et al. (2001)**.



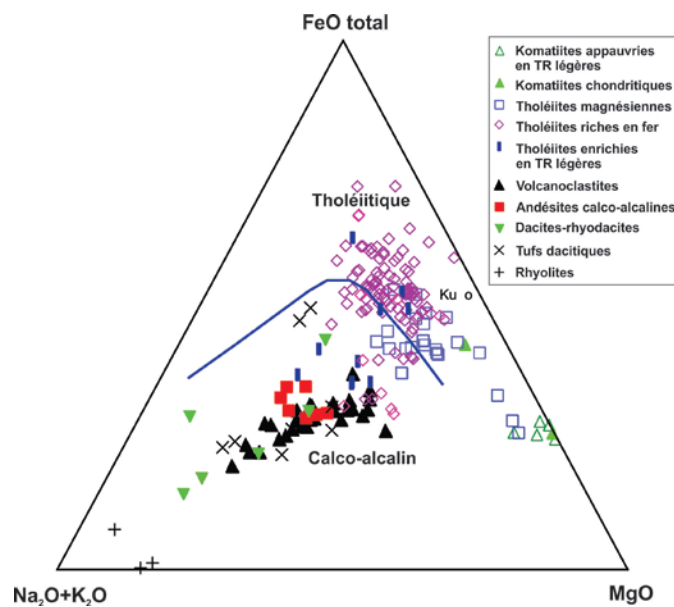


**Figure 2.17.** Diagrammes montrant la variabilité des indices d'altération A.I. (A), CCPI (B) et AAI (C) montrant le caractère généralement peu altéré des roches volcaniques du Groupe de Baby. L'indice d'altération argilitique avancée  $AAAI = 100 * ((SiO_2)/(SiO_2 + 10MgO + 10CaO + 10Na_2O))$ , **Williams and Davidson (2004)**.

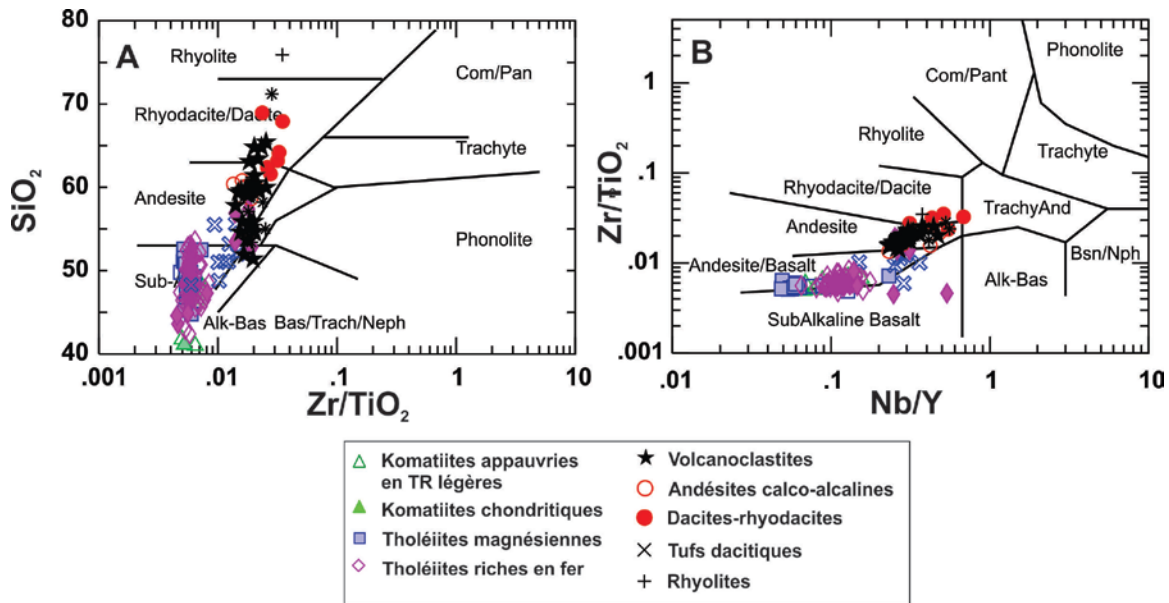
## 2.4.2 Géochimie des éléments majeurs

Les roches volcaniques du Groupe de Baby peuvent être sommairement subdivisées en trois grandes populations. Les tholéiites, les komatiites et les roches volcaniques calco-alcalines (**Figure 2.18**).

En contexte de roches volcaniques variablement métamorphisées, tectonisées et possiblement altérées, il peut être difficile de bien subdiviser les roches volcaniques en fonction du type de roche. Les diagrammes utilisant des éléments comme le  $\text{Na}_2\text{O}$  et le  $\text{K}_2\text{O}$  (diagramme TAS de **Le Bas et al., 1986**) et autres éléments potentiellement mobiles sont à éviter. Le diagramme  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  vs  $\text{Nb}/\text{Y}$  de **Winchester et Floyd (1977)** (**Figure 2.19b**) est utile en contexte de ceintures vertes archéennes. De par la faible mobilité des éléments utilisés, ce diagramme peut aider à la nomenclature des différents types de roches volcaniques. Toutefois, il est important de préciser que ce diagramme n'a pas été conçu pour les komatiites, basaltes komatiitiques, boninites, adakites et rhyolites sodiques. Selon la classification de la **figure 2.19**, les roches du Groupe de Baby seraient surtout composées de basaltes (incluant les komatiites) et d'andésites. Quoique présentes sur le terrain, les roches dacitiques et rhyodacitiques du Groupe de Baby constituent un faible pourcentage des roches volcaniques observées en affleurement au Témiscamingue.



**Figure 2.18.** Diagrammes AFM d'Irvine et Baragar (1971) montrant la présence de suites tholéiitiques et calco-alcalines dans le Groupe de Baby.



**Figure 2.19.** Diagrammes de classification des roches volcaniques. A:  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  et B:  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  vs  $\text{Nb}/\text{Y}$ . Selon : **Winchester et Floyd (1977)**.

#### 2.4.2.1 Tholéiites

Les tholéiites sont caractérisées par de hautes concentrations en  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{CaO}$  et de faibles concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  reflétant la nature juvénile de ce type de magmatisme issu de sources mantelliques péridotitiques. L'enrichissement en  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{TiO}_2$  reflète des processus de différenciation magmatique de basses pressions sous de faibles fugacités d'oxygène et dans des conditions anhydres. La variabilité compositionnelle observée dans la population de tholéiites souligne la présence de tholéiites magnésiennes (riches en  $\text{MgO}$  et plus pauvres en  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{TiO}_2$ ) et de basalte-andésitiques tholéiitiques plus différenciés (fort enrichissement en  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{TiO}_2$ ) (**Figure 2.20**). Notez que lors de la différenciation magmatique de basaltes tholéiitiques en milieu ensimatique, les concentrations en  $\text{SiO}_2$  varient peu jusqu'à un taux de différenciation pouvant atteindre 70%. A l'opposé, les concentrations en  $\text{MgO}$  diminuent et les concentrations en  $\text{FeO}_t$  et  $\text{TiO}_2$  augmentent jusqu'à ce que la titanomagnétite cristallise pour enfin appauvrir rapidement les magmas en  $\text{FeO}_t$  et  $\text{TiO}_2$  et les enrichir en  $\text{SiO}_2$  (Leroex et al., 1989; Sours-Page et al., 1999).

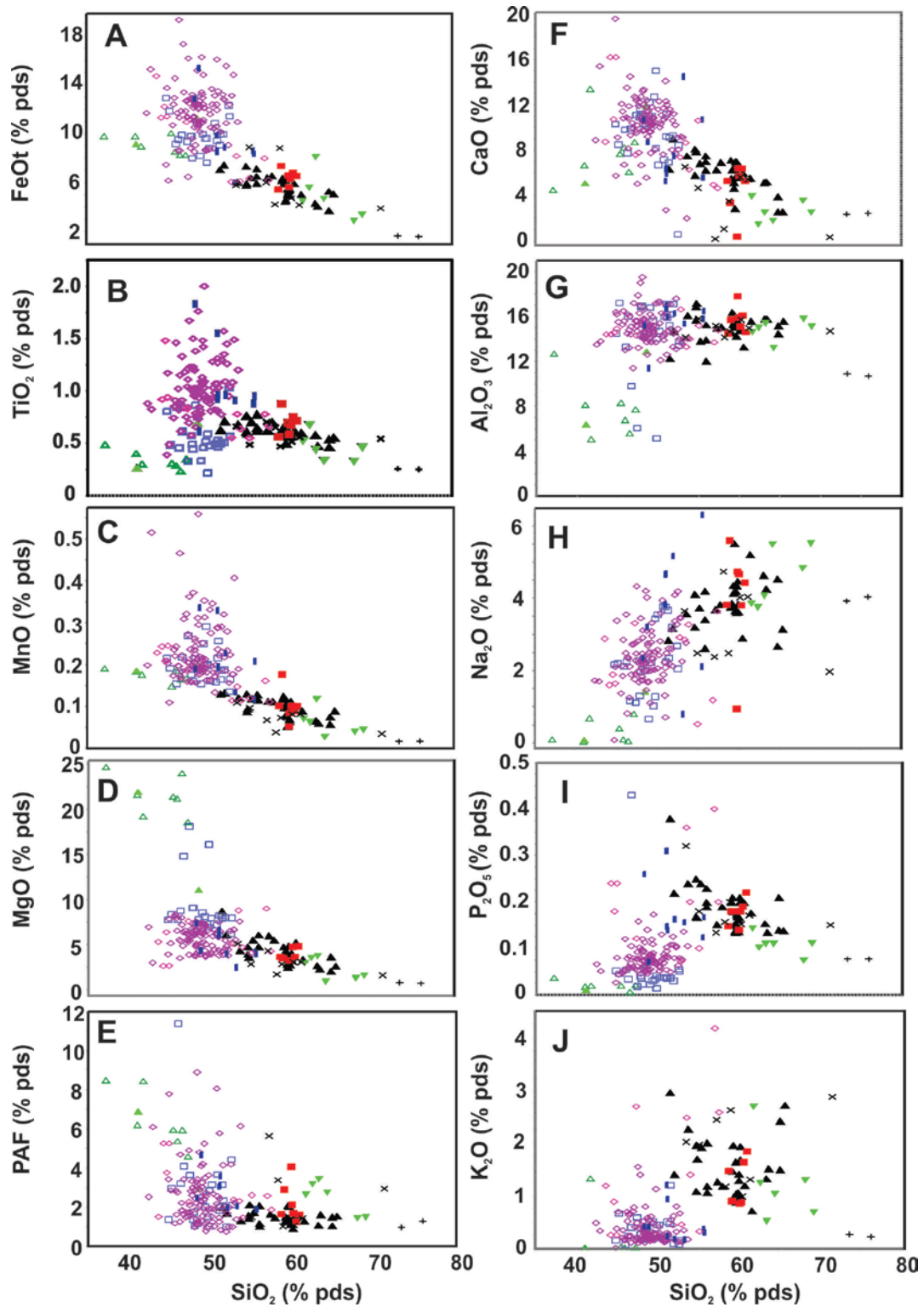


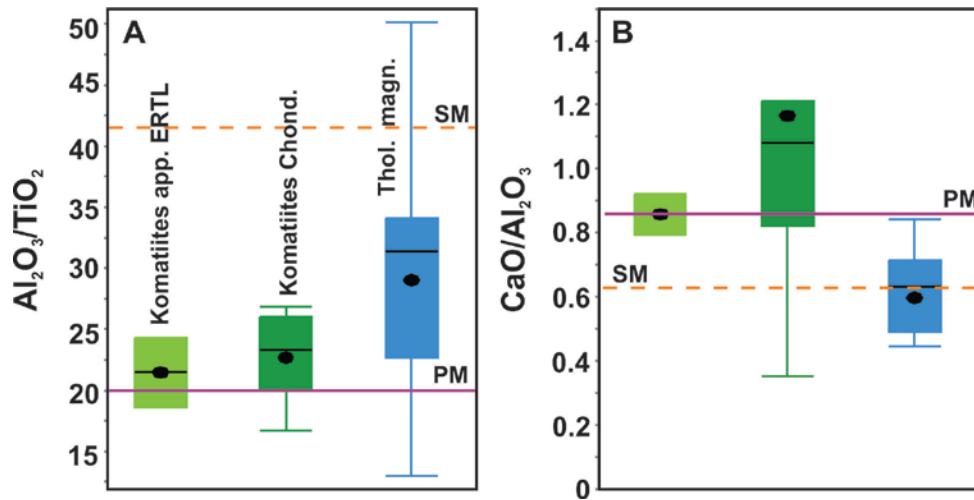
Figure 2.20. Variation des éléments majeurs et de la perte au feu (PAF) en fonction de  $\text{SiO}_2$ .

#### 2.4.2.2 Komatiïtes

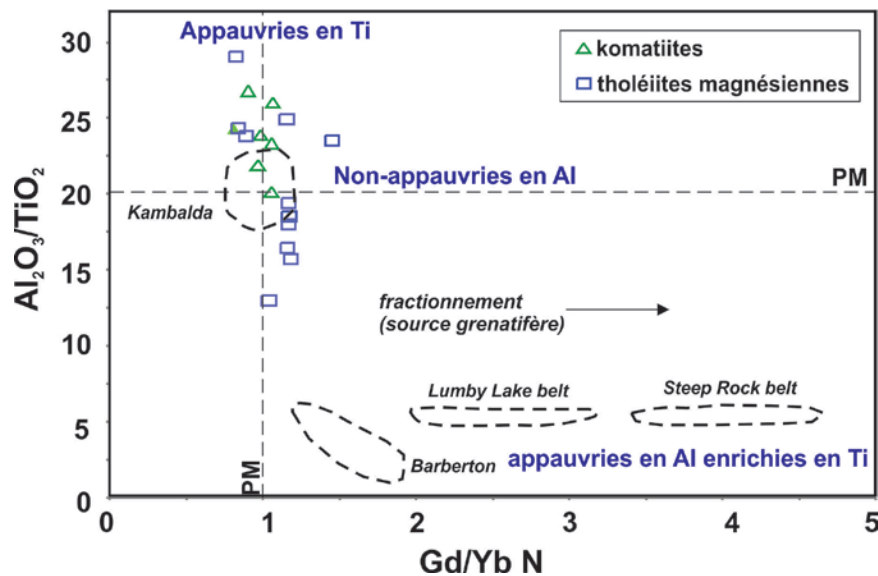
Les échantillons de komatiïtes montrent de hautes concentrations en MgO (17,5 - 25%) et de plus faibles concentrations en CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO et FeO<sub>t</sub> (**Figure 2.20**). Les concentrations en K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Na<sub>2</sub>O sont très faibles et semblables aux valeurs normalement observées dans les komatiïtes archéennes (**Arndt et al., 1977; Arndt, 1986**). Les komatiïtes du Groupe de Baby sont caractérisées par des rapports Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> et CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> semblables à ceux de sources mantelliques fertiles non appauvries (**Figures 2.21 et 2.22**). Les komatiïtes du Groupe de Baby sont semblables en compositions aux komatiïtes observées dans la partie nord de la sous-province du Pontiac (**Camiré et al., 1993**).

Le faible fractionnement du rapport Gd/Yb des komatiïtes du Groupe de Baby implique que le grenat ou la majorite n'étaient pas des phases minérales présentes dans le résidu de fusion partielle lors de la formation de ces magmas ultramafiques. A l'opposé, les échantillons de tholéïtes magnésiennes montrent des valeurs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> élevées et CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variables (**Figures 2.21 et 2.22**) suggérant la présence d'une composante de source mantellique plus résiduelle représentée sur la **figure 2.22 (a et b)** par la composition de péridotites réfractaires.

Étant donné que les tholéïtes magnésiennes proviennent du même secteur que les komatiïtes du Groupe de Baby (séquence volcanique inférieure), ces observations pourraient suggérer l'entraînement de manteau résiduel lors de l'ascension du panache mantellique responsable de la formation des komatiïtes.



**Figure 2.21.** Diagrammes montrant la variabilité des rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  (A) et  $CaO/Al_2O_3$  (B) des échantillons de roches volcaniques ultramafiques (komatiites) et de tholéïites magnésiennes du Groupe de Baby. Les valeurs du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) et d'un manteau réfractaire (SM) (Maury et al. 1992) sont indiquées pour fin de comparaison.

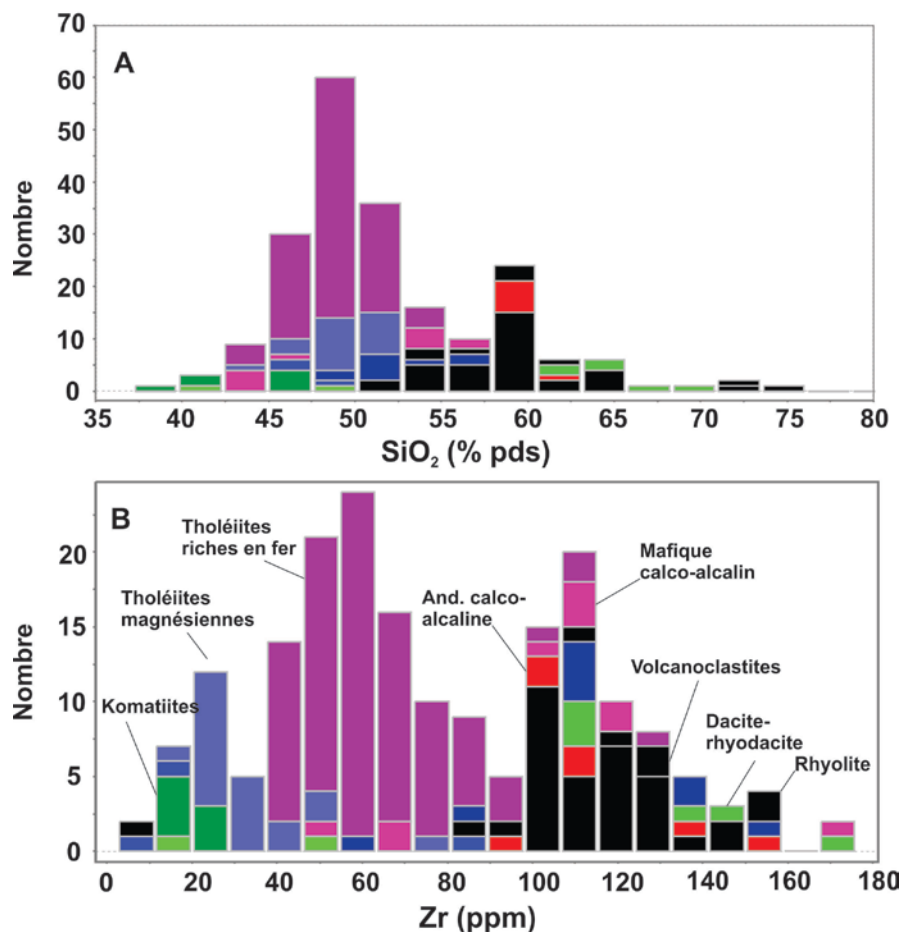


**Figure 2.22.** Diagramme  $Al_2O_3/TiO_2$  en fonction du  $Gd/Yb_N$  montrant la nature non-appauvrie des komatiites du Groupe de Baby. Le faible rapport  $Gd/Yb$  observé dans les komatiites du Groupe de Baby indique l'absence de grenat ou de majorite dans le résidu de fusion partielle mantellique lors de la formation de ces komatiites.

### **2.4.2.3 Roches volcaniques calco-alkalines**

Les roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Baby sont caractérisées par de faibles concentrations en  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ , de hautes concentrations en  $\text{SiO}_2$ , des concentrations en  $\text{MgO}$  variables et des concentrations relativement élevées en  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  (**Figure 2.20**). Ces variations géochimiques impliquent la présence de roches différenciées et d'un processus pétrogénétique ayant permis une suppression de l'enrichissement en  $\text{FeO}$  et  $\text{TiO}_2$  lors de la différenciation de ces magmas.

La distribution de la silice montre une faible bimodalité soulignant la présence de roches mafiques-ultramafiques et de roches volcaniques intermédiaires dominées par des compositions andésitiques (**Figure 2.23a**). Les dacites, rhyodacites et rhyolites ne constituent qu'une faible proportion des roches volcaniques échantillonnées au Témiscamingue. Cette distribution de la silice contraste fortement de celle observée dans le camp minier de Rouyn-Noranda (Groupe de Blake-River) (ex. **Gélinas et al., 1984**). La distribution du Zr est plus instructive que celle du  $\text{SiO}_2$  sachant que la différenciation basse pression de basaltes tholéïtiques s'accompagne généralement d'un faible enrichissement des concentrations en  $\text{SiO}_2$  pour une gamme relativement large de différenciation. La distribution du Zr indique la présence de trois pics correspondant aux roches komatiitiques, aux tholéïtes et aux roches calco-alkalines (**Figure 2.23b**).



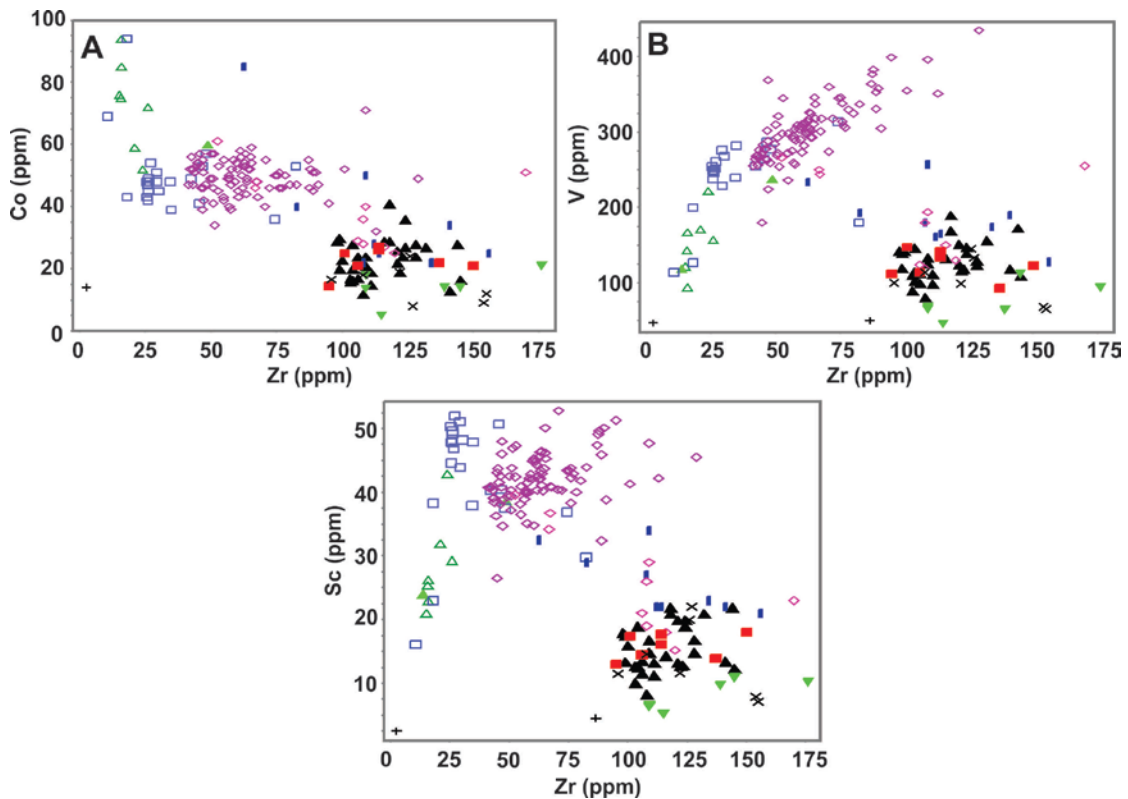
**Figure 2.23** Diagrammes montrant la distribution du SiO<sub>2</sub> (% pds) et du Zr (ppm) dans les roches volcaniques du Groupe de Baby. Notez la rareté des roches rhyolitiques et la faible bimodalité en SiO<sub>2</sub>. Notez également la présence de trois modes pour ce qui est de la distribution du Zr. Ceci reflète la présence de komatiites, de basaltes tholéiitiques et de roches volcaniques calco-alcalines de composition intermédiaire.

### 2.4.3 Éléments de transition

D'une façon prévisible, les concentrations en Cr, Ni, Co sont plus élevées dans les laves ultramafiques que dans les roches tholéiitiques et calco-alcalines du Groupe de Baby. Dans la population de roches ultramafiques, les concentrations en Ni varient de 1270 à 570 ppm. Dans les roches ultramafiques et tholéiitiques, les concentrations en V augmentent en fonction de la différenciation des roches volcaniques soulignées par les abondances croissantes en Zr. Contrairement au Cr, Ni et Co, le V a un comportement



incompatible dans ces roches (**Figure 2.24b**). Pour les roches volcaniques calco-alcalines, les concentrations en Co et V demeurent faibles avec une diminution de concentrations observée dans les échantillons les plus riches en Zr (**Figure 2.24**). Le comportement du Sc est différent de celui du V. Dans les roches ultramafiques et magnésiennes, le Sc corrèle positivement avec le Zr démontrant un caractère incompatible (**Figure 2.24c**). Les concentrations en Sc diminuent dans les tholéiites riches en fer et surtout dans les roches volcaniques calco-alcalines (**Figure 2.24c**). Pour ces roches, le fractionnement de clinopyroxène pourrait expliquer ce comportement plus compatible du Sc.



**Figure 2.24.** Variations des concentrations en Co, V et Sc (ppm) en fonction du Zr (ppm) pour les échantillons de roches volcaniques du Groupe de Baby.

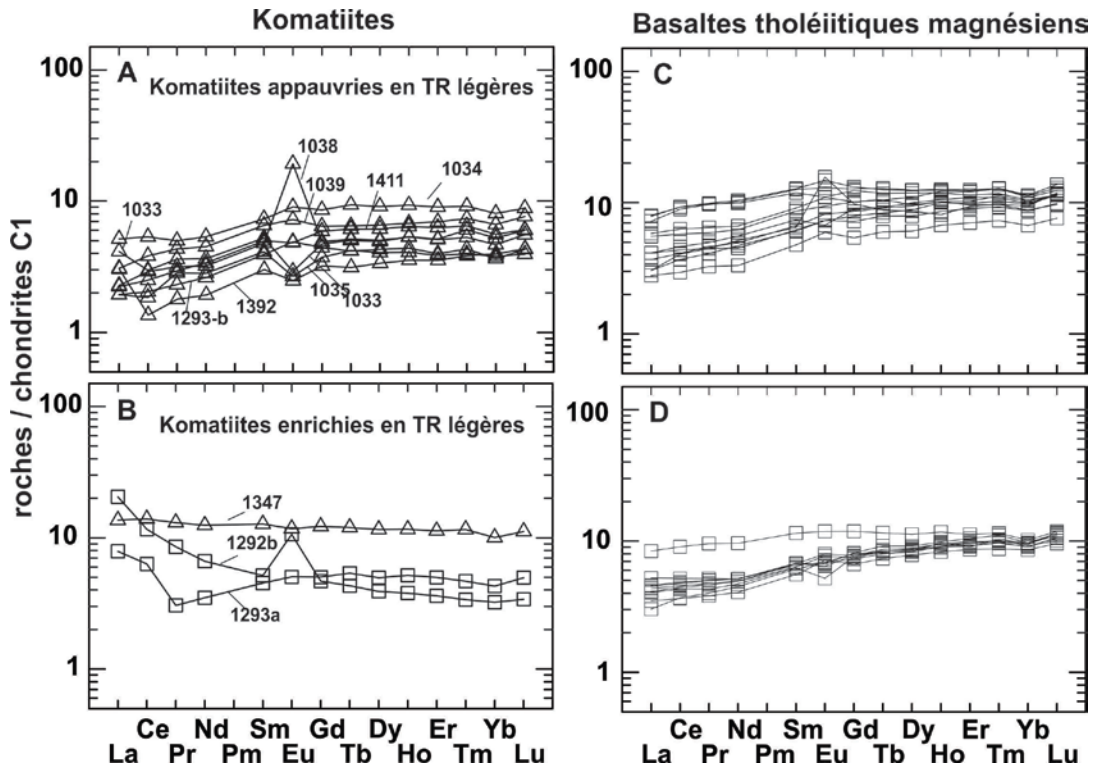
#### 2.4.4 Lanthanides et actinides

Les concentrations en terres rares (lanthanides) montrent de grandes variations de concentrations en passant des komatiites aux roches volcaniques calco-alcalines différenciées. Les komatiites, les plus primitives, montrent des spectres de terres rares appauvris en ETR (éléments de terres rares) légers et plats pour ce qui est des ETR lourds

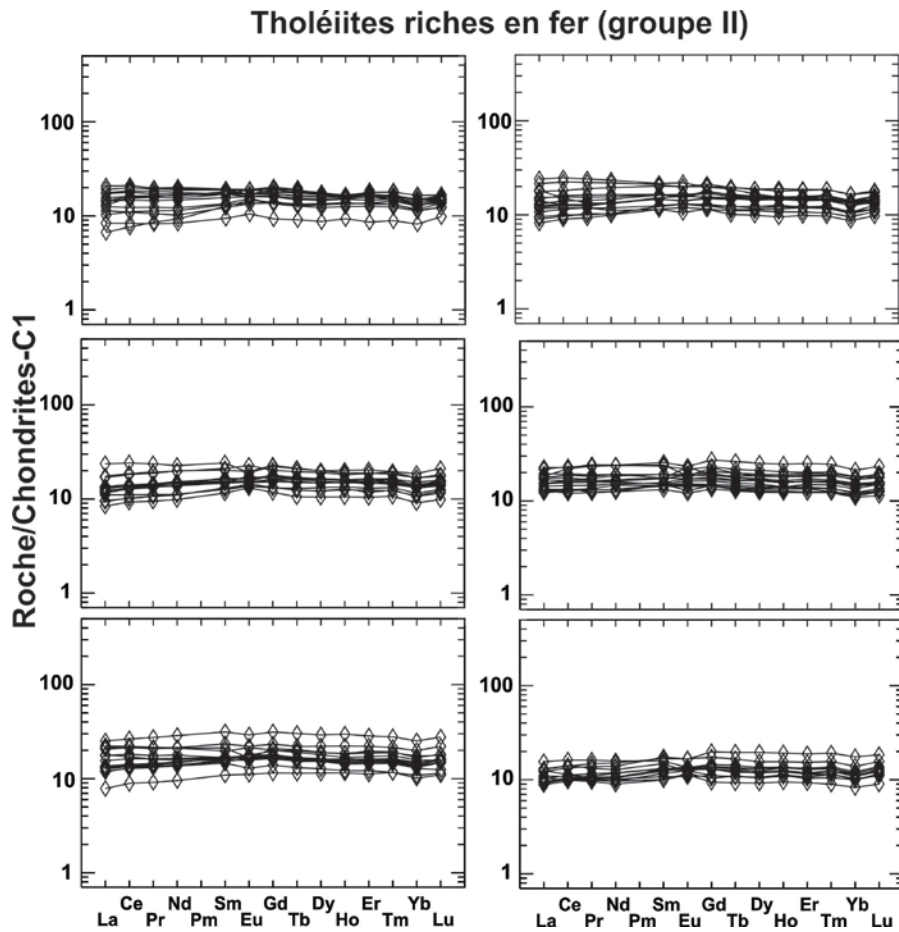
(**Figure 2.25a**). Cette signature suggère la présence d'une source mantellique préalablement appauvrie par des processus de fusion partielle ayant produit des basaltes. L'absence de fractionnement des ETR lourds dans les komatiites indique des conditions de fusion partielle mantellique excluant la présence de grenat ou de majorite dans le résidu de fusion. Certains échantillons de komatiites montrent des pics en Eu. Ceci ne peut s'expliquer que par un ajout hydrothermal d' $\text{Eu}^{+2}$  car le plagioclase (phase avec une anomalie positive en europium) n'est pas un minéral présent dans ce type de roche ultramafique (**Figure 2.25a**). Certains échantillons, probablement contaminés, montrent des enrichissements variables en ETR légers. Ces roches pourraient avoir été contaminées lors de la mise en place des magmas komatiitiques sur une croûte volcanique ou affectées par du métasomatisme relié à la mise en place des masses plutoniques de la région.

Les spectres des éléments des terres rares montrent une grande différence entre les tholéiites magnésiennes et les tholéiites riches en fer. Les tholéiites magnésiennes sont très appauvries en ETR légers (**Figure 2.25c et d**). Les tholéiites riches en fer montrent une distribution sub-chondritique des ETR légers et lourds (**Figure 2.26a**). Cette différence suggère que les deux types de tholéiites ne sont probablement pas pétrogénétiquement reliées.

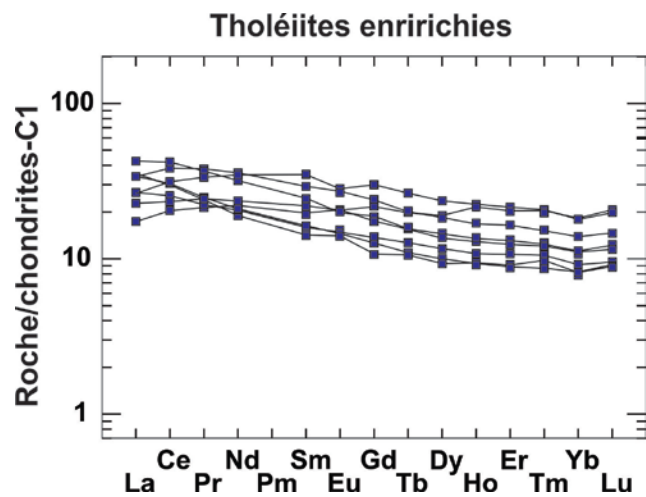
Des tholéiites variablement enrichies en terres rares légères (**Figure 2.26b**) affleurent immédiatement au nord du pluton tonalitique de Fugèreville et au sud de ce pluton dans le secteur de Lorrainville. Ces tholéiites mafiques sont caractérisées, entre autres, par un fractionnement des HFSE (Nb, Ta) Ti et P par rapport aux terres rares (anomalies négatives). Ces roches volcaniques sont interprétées comme des roches magmatiques hybrides entre des compositions de tholéiites juvéniles et celles de magmas calco-alcalins.



**Figure 2.25.** Spectres des terres rares des komatiites (A et B) et des tholéiites magnésiennes du groupe II (C et D) du Groupe de Baby. Les diagrammes C et D représentent les spectres d'échantillons semblables représentés sur deux diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon Sun et McDonough (1989).



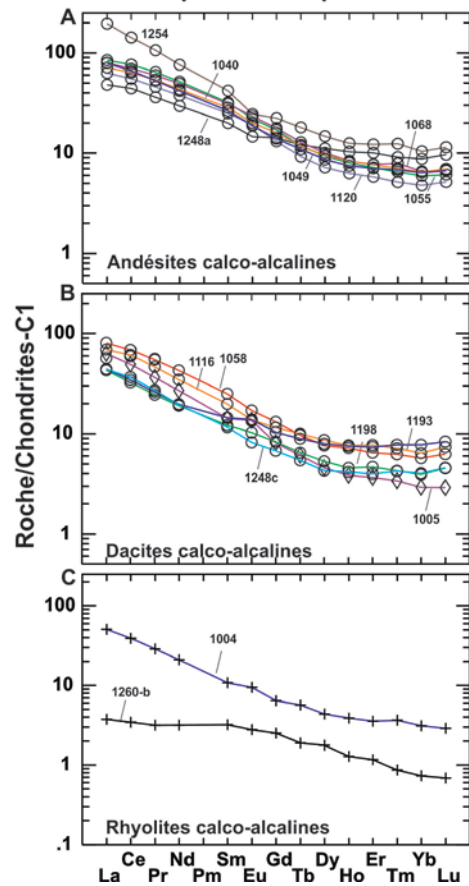
**Figure 2.26a.** Spectres des terres rares des tholéiites riches en fer (groupe II) du Groupe de Baby. Les données sont présentées sur plusieurs diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon **Sun et McDonough (1989)**.



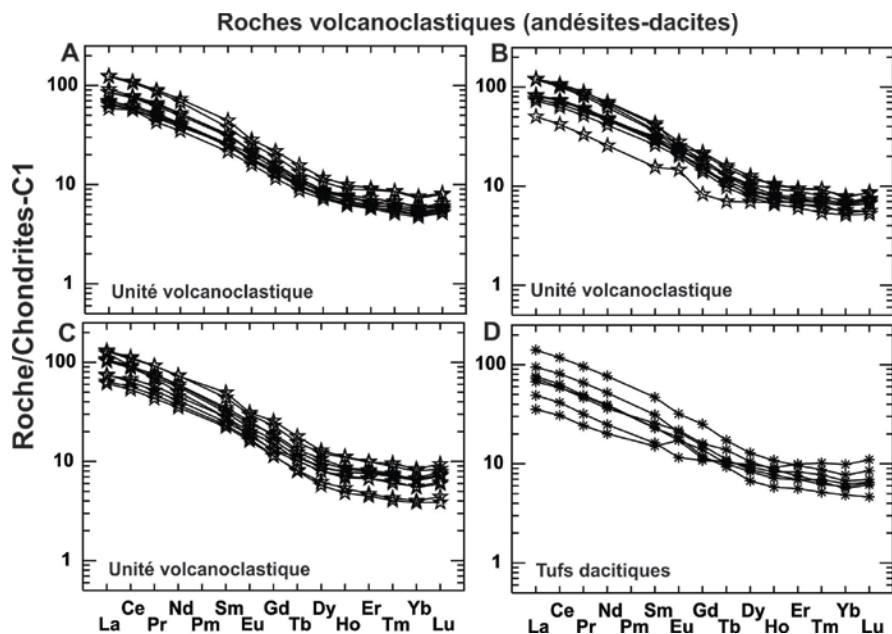
**Figure 2.26b.** Spectres des terres rares des tholéiites enrichies du Groupe de Baby. Normalisation selon **Sun et McDonough (1989)**.

Les roches volcaniques calco-alkalines montrent un fort enrichissement en ETR légers et un appauvrissement systématique en ETR lourds (**Figures 2.27 et 2.28**). Les rapports Gd/Yb élevés, observés dans les volcanites calco-alkalines, impliquent la présence de grenat (et possiblement d'amphiboles) dans la source de ces roches volcaniques. En plus de l'appauvrissement marqué en ETR lourds, les andésites, dacites et rhyolites calco-alkalines ne montrent pas de pics négatifs en europium. Ces caractéristiques ne suggèrent pas un environnement de différenciation magmatique sous de basses pressions (ex. rhyolites du Groupe de Blake-River). De plus, les roches les plus felsiques du Groupe de Baby ne montrent pas les signature caractéristiques des rhyolites associées aux environnements propices à la mise en place des gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Ces dernières sont soulignées par de faibles abondances en  $Al_2O_3$ , des spectres enrichis en  $Al_2O_3$ , des spectres enrichis en TR lourdes et de fortes anomalies négatives en europium.

Coulées andésitiques et felsiques calco-alkalines



**Figure 2.27.** Spectres des terres rares des andésites (A), dacites (B) et rhyolites calco-alkalines (C) du Groupe de Baby. Normalisation selon Sun et McDonough (1989).



**Figure 2.28.** Spectres des terres rares des volcanoclastites (A, B et C) et des tufs dacitiques calco-alcalins (D) du Groupe de Baby. . Les données sont présentées sur plusieurs diagrammes afin de faciliter la visualisation des spectres. Normalisation selon Sun et McDonough (1989).

La variabilité des rapports La/Sm et Gd/Yb en fonction du Zr (Zr: indicateur de différenciation magmatique) implique la présence de lignées de différenciation magmatique distinctes entre les suites tholéiitiques, komatiitiques et calco-alcalines du Groupe de Baby ( $La/Sm > 3,5$  et  $Gd/Yb > 2,5$ ) (Figure 2.29a et b). De la même façon, le rapport Zr/Y augmente en passant des komatiites aux roches volcaniques calco-alcalines (Figure 2.29e). La variabilité observée des rapports La/Sm, Gd/Yb et Zr/Y démontre des évolutions indépendantes ainsi que l'absence de processus de mélange magmatique entre les unités calco-alcalines et tholéiitiques. Notez que dans plusieurs séquences volcaniques archéennes, comme le Groupe de Blake-River à Rouyn-Noranda, les tholéiites deviennent progressivement contaminées et montrent des signatures hybrides entre les tholéiites primaires et les roches calco-alcalines (LaFlèche et al. 1992).

Les komatiites et tholéiites magnésiennes (groupe I) du Groupe de Baby montrent un fractionnement des TR légères semblable à celui du réservoir mantellique (DM : Depleted Mantle, source asthénosphérique responsable de la formation des basaltes des dorsales océaniques) (Figure 2.29a et b). Les komatiites et tholéiites magnésiennes sont

de plus caractérisées par une distribution des TR lourdes non fractionnées et semblable à celle du manteau primitif (Gd/Yb). Les tholéiites riches en fer (groupe II) montrent des rapports La/Sm et Th/La compris entre les compositions du DM et celui du manteau primitif (PM) (**Figure 2.29a et d**). Ces tholéiites montrent des rapports Gd/Yb et Zr/Y plus fractionné que pour les roches plus magnésiennes et ultramafiques du Groupe de Baby. Ceci pourrait suggérer la présence de grenat (lherzolites à grenat) dans la source mantellique lors de la formation de ces magmas. Notez que les terres rares lourdes et l'yttrium sont fortement compatibles dans la structure des grenats. Le rapport Y/Yb des komatiites et tholéiites magnésiennes est semblable à celui des sources mantelliques DM et PM (**Figure 2.29h**). Pour les tholéiites riches en fer du groupe II, ce rapport est systématiquement plus élevé. Notez que de simples processus de différenciation magmatique ne peuvent découpler ces éléments car ces derniers montrent de faibles différences de valeurs de coefficient de partage dans les minéraux des roches ignées. De plus, notez également que lorsque la température potentielle du manteau péridotitique est suffisamment élevée (manteau archéen), la fusion partielle des péridotites s'amorce dans le champ de stabilité des lherzolites à grenat. Progressivement, lors de la remontée en décompression adiabatique, les conditions de pression et température vont franchir le domaine de stabilité des lherzolites à spinelle. A partir de ce moment, il n'y a plus de phases pouvant ségréguer les terres rares lourdes et l'yttrium. La fusion partielle mantellique étant un processus dynamique, les magmas provenant de la fusion partielle du manteau vont se mélanger dans des réservoirs de transition en route vers la surface. Ces processus vont progressivement atténuer le fractionnement des terres rares lourdes dans les magmas basaltiques.

Les rapports La/Sm, Gd/Yb, Zr/Y, Th/La et Ti/V sont nettement plus enrichis dans les séries calco-alcalines du Groupe de Baby (**Figure 2.29**). Ceci démontre un très fort enrichissement en éléments incompatibles et un fractionnement d'éléments traces compatibles dans des minéraux de haute pression comme les grenats (Yb, Y). Les volcanites calco-alcalines sont de plus caractérisées par de forts rapports La/Nb soulignant un fort fractionnement des éléments à fort champ ionique (HFSE) par rapport aux terres rares (**Figure 2.29f**). Ceci implique une source totalement distincte de celles produisant les komatiites ou tholéiites. Dans un contexte phanérozoïque, cette signature

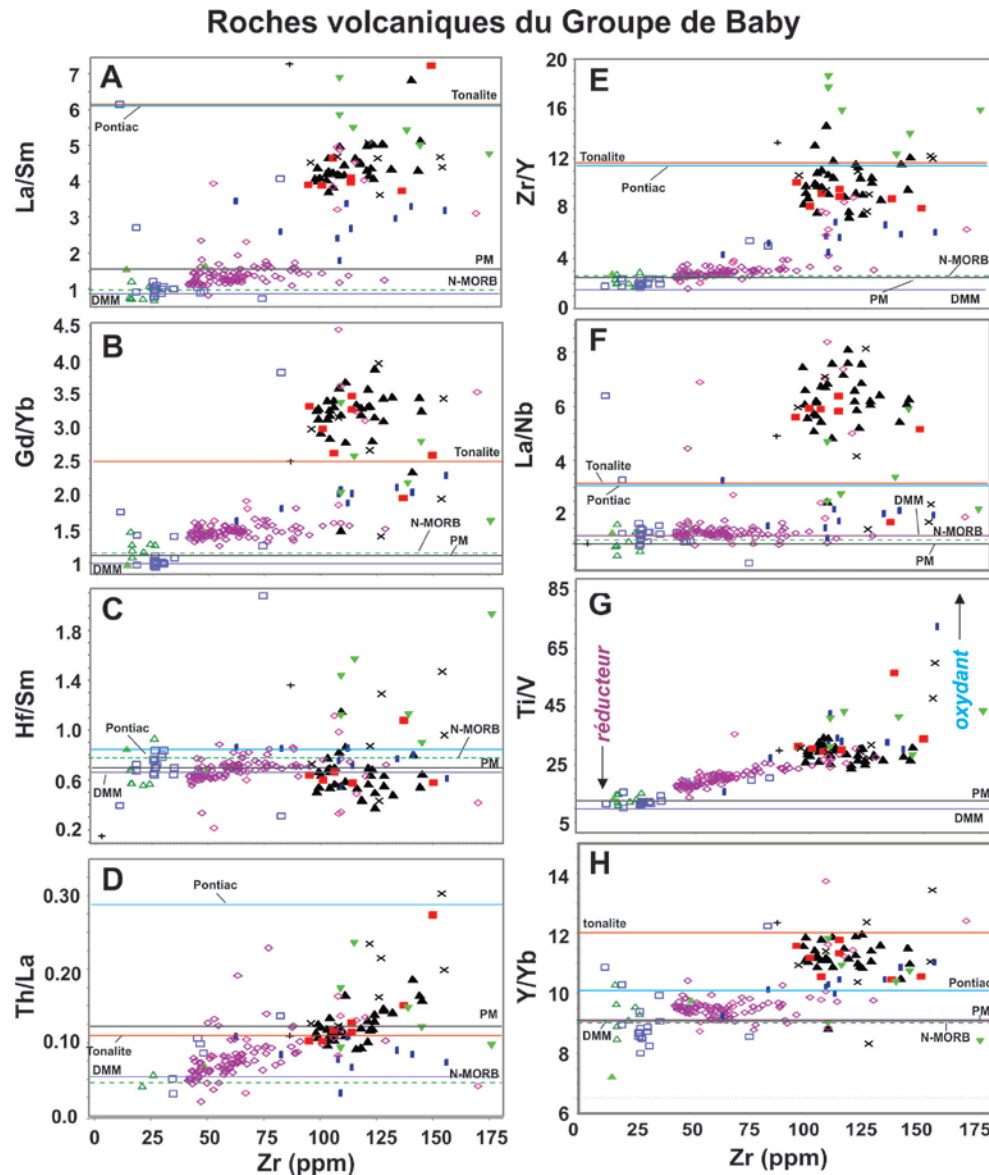
serait interprétée comme une forte composante de subduction. Pour des environnements magmatiques archéens, cette caractéristique pourrait aussi s'expliquer par des processus de fusion partielle de metabasaltes sous de hautes pressions (champ de stabilité des amphibolites à grenat et des éclogites). Ces sources doivent toutefois contenir des titanates pour ségréguer le Nb et le Ta dans la source lors des processus de fusion partielle.

Afin de comparer les rapports d'éléments traces des volcanites calco-alcalines du Groupe de Baby, à des valeurs crustales évoluées, comme celles de tonalites archéennes ou de roches sédimentaires locales (Groupe de Pontiac), nous avons reporté sur la **figure 2.29** les valeurs moyennes de sources évoluées. Dans l'ensemble, les roches volcaniques calco-alcalines du Groupe de Baby montrent des rapports d'éléments traces situés entre les valeurs mantelliques (PM, DM) et celles des tonalites et des métasédiments du Groupe de Pontiac. Notez que les roches calco-alcalines du Groupe de Baby montrent des rapports Gd/Yb et Y/Yb beaucoup plus élevés (**Figure 2.29**) que ceux des tonalites archéennes et des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Ceci suggère un rôle prédominant du grenat dans la pétrogenèse des roches calco-alcalines du Groupe de Baby.

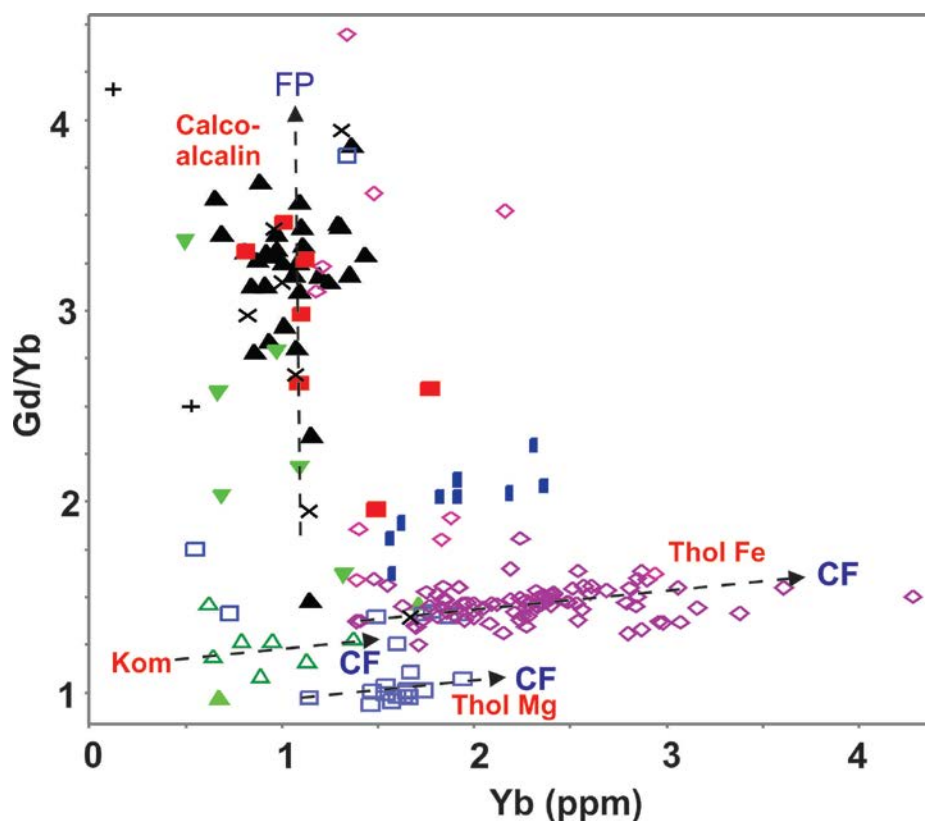
La **figure 2.30** permet de préciser la nature des processus pétrogénétiques impliqués lors de la différenciation magmatique de roches volcaniques du Groupe de Baby. Sur cette figure, le ratio Gd/Yb est utilisé pour souligner le fractionnement des terres rares lourdes et les concentrations en Yb (ppm) pour monitorer l'intensité de la différenciation des roches volcaniques. Notez que les concentrations en Yb sont faibles dans les komatiites et élevées dans les roches plus différenciées comme les tholéiites riches en fer. Pour les komatiites et tholéiites du Groupe de Baby, la distribution des échantillons montre des regroupements le long d'axes de différenciation dominés par la cristallisation fractionnée (CF) (**Figure 2.30**). Ce diagramme indique de plus que les komatiites et les tholéiites des groupes I et II évoluent le long de vecteurs indépendants suggérant l'absence de processus de mélanges magmatiques entre les précurseurs magmatiques de ces roches. Malgré leurs compositions plus siliceuses, les roches calco-alcalines du Groupe de Baby ne montrent pas d'importantes variations des concentrations en Yb en fonction du rapport Gd/Yb



(Figure 2.30). Ceci pourrait suggérer que ces roches calco-alcalines sont dérivées de processus pétrogénétiques dominés par la fusion partielle d'une source mafique métamorphisée (grenatifère). La différenciation par cristallisation fractionnée serait probablement beaucoup moins importante que pour les tholéiites du Groupe de Baby. Ceci pourrait expliquer la rareté des roches rhyolitiques dans la région du Témiscamingue.



**Figure 2.29.** Variation de rapports d'éléments traces en fonction du Zr pour les différents types de roches volcaniques du Groupe de Baby. Les valeurs du manteau primitif et des n-morb proviennent de **Sun et McDonough (1995)**, celles des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac de **Camiré et al. (1993)**. Les données du réservoir DMM proviennent de **Workman et Hart (2005)**. Les données de tonalites archéennes proviennent de **Wedepohl (1995)**.



**Figure 2.30.** Variation du rapport Gd/Yb en fonction des concentrations en Yb (ppm) pour les différents types de roches volcaniques du Groupe de Baby. Les vecteurs CF correspondent à des lignes de différenciation magmatique dominées par la cristallisation fractionnée et le vecteur FP par des mécanismes dominés par la fusion partielle. Ces différentes trajectoires évolutives impliquent la présence de sources distinctes.

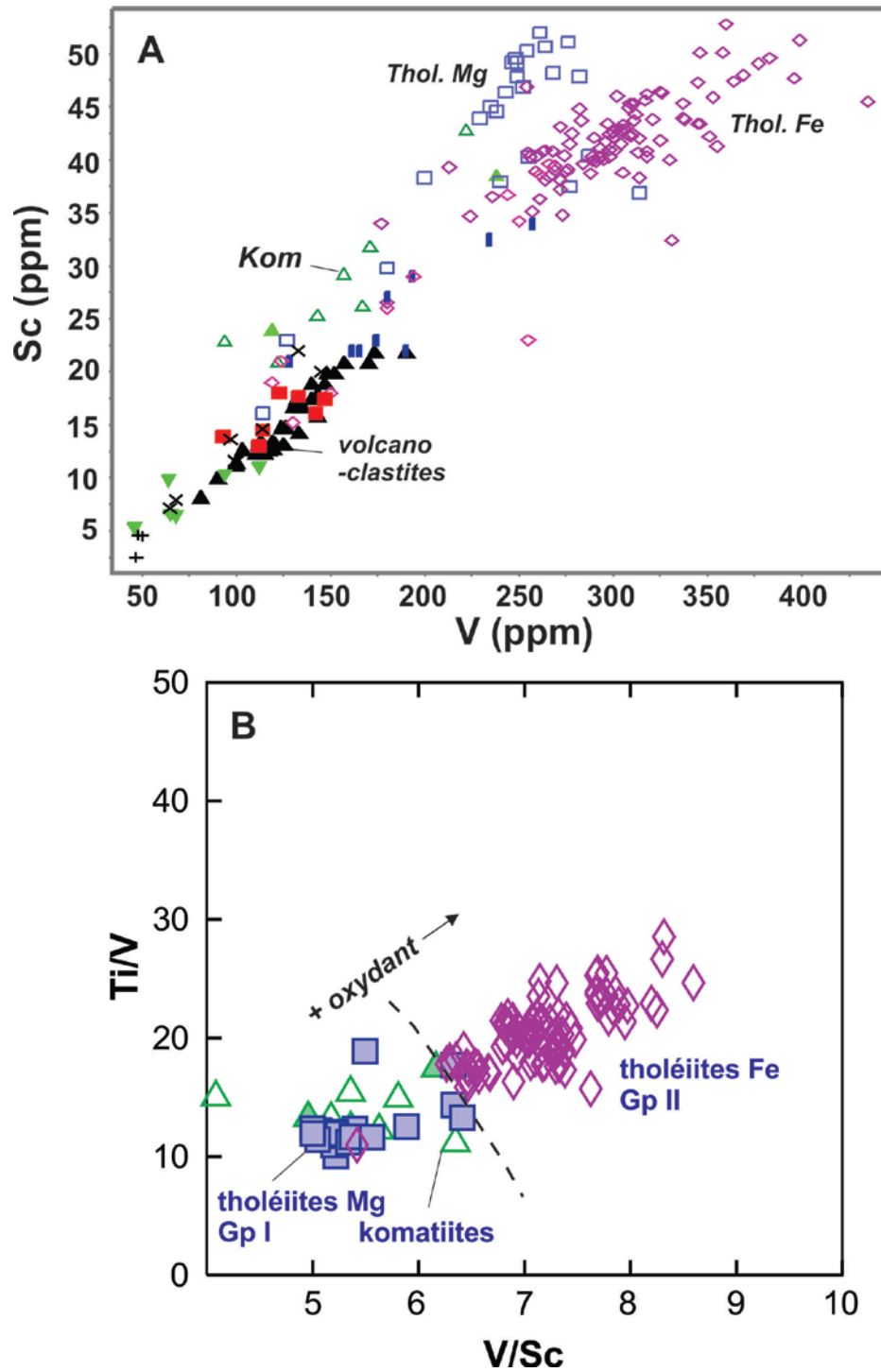
#### 2.4.5 Fractionnement des rapports Ti/V et V/Sc des roches komatiitiques et tholéïtiques du Groupe de Baby

Le scandium et le vanadium sont positivement corrélés dans les komatiites, les tholéïtes et les volcanites calco-alcalines du Groupe de Baby (**Figure 2.31a**). Les concentrations de ces éléments sont élevées dans les tholéïtes. Pour une concentration vanadium donnée, les concentrations en Sc sont plus élevées dans les tholéïtes magnésiennes (groupe I) que dans les tholéïtes riches en fer (groupe II). Les plus faibles concentrations en Sc des volcanites calco-alcalines reflètent possiblement une rétention de cet élément dans la source lors de la fusion partielle et aussi un fractionnement de cet élément par la

ségrégation de clinopyroxène lors de la cristallisation fractionnée. Les faibles concentrations en vanadium des roches calco-alkalines reflètent probablement une différenciation magmatique impliquant la ségrégation d'oxydes de Fe-Ti (titanomagnétite).

Les roches volcaniques du Groupe de Baby montrent une grande variabilité du rapport Ti/V en fonction des concentrations en Zr (**Figure 2.31b**). Les komatiites et tholéiites magnésiennes montrent de très faibles rapports Ti/V pouvant suggérer la présence d'une source mantellique relativement réduite. Cette hypothèse est corroborée par le faible rapport V/Sc observé dans ces roches volcaniques (**Figure 2.31b**). Notez que durant la fusion partielle du manteau, le comportement géochimique de ces éléments est semblable. Cependant, le vanadium, étant sensible aux phénomènes redox, le rapport V/Sc peut varier considérablement. Conséquemment, le rapport V/Sc est un bon indicateur du potentiel redox des basaltes terrestres (**Li et Lee, 2004**). Les tholéiites riches en fer du groupe II montrent des rapports Ti/V et V/Sc plus élevés pouvant suggérer la présence d'un réservoir mantellique avec une  $f.O_2$  légèrement supérieure (**Figure 2.31b**). Cette observation est importante car elle pourrait valider l'hypothèse de réservoirs mantelliques distincts lors de la formation de ces roches volcaniques.

Les roches volcaniques calco-alkalines montrent des rapports Ti/V beaucoup plus élevés (**Figure 2.31b**) suggérant une pétrogenèse sous des conditions plus oxydantes (**Canil, 1999**). Notez que le Ti n'a qu'une valence de  $+3$  tandis que le vanadium a des valences de  $+3$ ,  $+4$  et  $+5$  en fonction de l'augmentation de fugacité de l'oxygène dans les systèmes magmatiques. La cristallisation fractionnée d'oxydes de Fe et ou Fe-Ti, typique des séries calco-alkalines, tend à augmenter le fractionnement de ces éléments.



**Figure 2.31.** A) Diagrammes Sc (ppm) vs V (ppm) et B) Ti/V vs V/Sc des roches volcaniques du Groupe de Baby. Le diagramme B n'inclut pas de roches volcaniques calco-alcalines.

## 2.5 DISCUSSION ET CONCLUSION

### 2.5.1 Komatiites et tholéiites magnésiennes du groupe I

Le volcanisme du Groupe de Baby est caractérisé par une évolution magmatique complexe reflétée par un large spectre compositionnel s'échelonnant des komatiites aux rhyodacites. La partie inférieure du Groupe de Baby est marquée par la mise en place d'un volcanisme komatiitique et de basaltes magnésiens (**Imreh, 1978; Mainville, 1994**). Les caractéristiques géochimiques en éléments majeurs et traces de ces roches volcaniques impliquent la présence d'une source mantellique de type appauvrie comme le suggère les spectres de terres rares légères appauvris et les hautes valeurs du rapport Nb/Th. Ces signatures géochimiques primitives suggèrent, de plus, l'absence de processus d'assimilation crustale lors de la mise en place des magmas komatiitiques de l'unité inférieure du Groupe de Baby. Notez qu'en raison d'une température de liquidus extrêmement élevée et d'une très faible fluidité, un magma komatiitique peut assimiler, par assimilation thermique, 10% des roches encaissantes lors de sa mise en place sous la forme d'un dyke sub-vertical et jusqu'à 40% des roches de surface lors de l'éruption (**Huppert et al., 1984; Huppert and Sparks, 1985**). Ces processus d'assimilation thermique sont aussi, en partie, responsables de la formation de gîtes de Ni et Cu de type Kambalda (**Arndt et Jenner, 1986**). L'hypothèse d'éruption des komatiites et volcanites magnésiennes associées, sur un substrat de roches sédimentaires (Gp de Pontiac), tel que proposé par **Imreth (1973)**, est improbable car l'assimilation thermique du substrat sédimentaire aurait profondément modifiée la géochimie des roches ultramafiques et celle des tholéiites magnésiennes. Par exemple, un tel processus de contamination aurait fortement enrichi les terres rares légères (La/Sm) et le rapport Zr/Y et diminué le rapport Nb/Th des komatiites et tholéiites magnésiennes du Groupe de Baby. Étant donné que les roches komatiitiques et tholéiitiques du Groupe de Baby ne montrent pas d'évidences probantes de processus de contamination crustale, il est peu probable que ce magmatisme se soit mis en place au-dessus des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Conséquemment, nos observations géochimiques favoriseraient l'hypothèse d'une juxtaposition tectonique des deux assemblages de roches supracrustales. Le modèle de mise en place de nappes tectoniques, proposé par **Sawyer et Barnes (1994)**, expliquerait

avantageusement la relation spatiale complexe observée entre les roches volcaniques du Groupe de Baby et les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Un contexte tectonique semblable a été proposé par **Camiré et Burg (1993)** pour expliquer la présence de copeaux de roches komatiitiques et tholéitiques métamorphisées (**Camiré et al., 1993**) et tectonisées dans la partie nord de la sous-province du Pontiac.

Compte tenu de la nature même des komatiites, qui nécessite la présence de sources mantelliques de très hautes températures (**Arndt, 1986; Korenaga, 2006**), il est hautement probable qu'un panache mantellique (ex. **Herzberg et al., 2007; 2010**) soit responsable de la formation des komatiites du Groupe de Baby. La mise en place de panaches mantelliques est le mécanisme le plus fréquemment évoqué pour expliquer la formation de ces magmas ultrabasiques archéens. Les komatiites du Groupe de Baby proviennent surtout d'une source non-appauvrie en Al. Cette source a toutefois probablement été légèrement appauvrie par de l'extraction de magmas (fusion partielle) antérieure comme le suggère les faibles valeurs des rapports La/Sm, Th/La et Nb/Th observées dans ces roches. Compte tenu de l'absence de fractionnement des terres rares lourdes, dans les komatiites du Groupe de Baby, la majorite ou le grenat n'étaient pas présentes dans la source mantellique lors de l'extraction des magmas. Conséquemment, il est probable que ces magmas proviennent d'une source mantellique située à une profondeur de l'ordre de 150 à 200km. Cette source aurait probablement remontée en décompression adiabatique dans un environnement extensionnel. Ce mécanisme permet la formation de magmas par un mécanisme de fusion partielle de type fractionné (séparation rapide des magmas du résidu de fusion. Cependant, ce mécanisme appauvri les sources péridotitiques trop rapidement. Pour expliquer les caractéristiques des spectres de terres rares observés dans les komatiitiques et tholéitiques magnésiennes du Groupe de Baby il faut impliquer une certaine rétention de magmas dans le résidu de fusion afin de ralentir le processus d'appauvrissement en éléments hautement incompatibles de la source (ex. TR légères, Th). Pour ce type de processus de fusion partielle, le terme de fusion dynamique (*dynamic melting*) est souvent utilisé dans la littérature (ex. **Ghods et Arkani-Hamed, 2000; Hewitt, 2010**).

Lors de sa remontée vers la lithosphère archéenne, ce panache mantellique aurait possiblement entraîné du manteau archéen préalablement appauvri. Ce manteau appauvri pourrait expliquer la formation des tholéiites magnésiennes associées aux komatiites de la séquence inférieure du Groupe de Baby. Ces roches proviennent d'une source plus réfractaire que celle des komatiites tel que démontré par un rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  plus élevé et un rapport  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  plus faible dans les tholéiites du groupe I. Dans un contexte Paléozoïque ou récent, ce type de source pourrait être associé à des environnements de subduction (**Parkinson et Pearce, 1998; Niu, 2004**). En raison de la présence de faibles rapports Ti/V et V/Sc, les roches volcaniques ultramafiques et les tholéiites magnésiennes (groupe I) du Groupe de Baby semblent provenir de sources mantelliques caractérisées par de faibles fugacités d'oxygène (ex.  $-1 \log \text{QFM}$ ) (ex. **Li et Lee, 2004**).

### **2.5.2 Basaltes tholéiites riches en fer (groupe II)**

Les basaltes tholéiitiques riches en fer (groupe II) montrent des signatures en éléments traces (ex. La/Sm, Th/La, Zr/Y) moins appauvries que pour les komatiites et tholéiites magnésiennes du groupe I. Les spectres de terres rares sub-chondritiques des tholéiites du groupe II suggèrent la présence d'une source mantellique peu appauvrie mais toutefois plus évoluée que le manteau primitif terrestre (PM). La source responsable de la formation des tholéiites du groupe II doit être relativement uniforme et volumétriquement importante car ces tholéiites sont observées sur une vaste superficie de la région du Témiscaminque. Les conditions redox de cette source sont significativement plus oxydantes compte tenu du rapport V/Sc plus élevé dans ces tholéiites. Les caractéristiques de la source mantellique, responsable de la formation des tholéiites du groupe II, pourraient être celles d'un manteau archéen convectif. En raison d'un flux thermique élevé, ce réservoir convectif pourrait montrer une signature en éléments traces moins appauvrie en raison du recyclage d'anciennes croûtes ou lithosphère archéennes délamainées suite à des instabilités gravitationnelles reliées à la présence de matériaux grenatifères de haute densité situés dans la partie inférieure de la croûte archéenne (**ex. Bédard, 2006; Smithies et al., 2009**).

### 2.5.3 Roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Baby

Le volcanisme du Groupe de Baby est caractérisé par la présence d'andésites calco-alkalines représentées sur le terrain par une unité volcanoclastique d'extension régionale. Ces roches volcaniques sont très enrichies en Th et en terres rares légères et très fractionnées en terres rares lourdes (et Y). Les éléments à fort champ ionique (HFSE), comme le Nb et le Ta, sont systématiquement appauvris par rapport aux TR légères. Ce magmatisme calco-alkalin, montre une évolution géochimique distincte de celle des tholéiites du Groupe de Baby. Les roches calco-alkalines sont très fractionnées en TR lourdes, Y et montrent des rapports Gd/Yb et Y/Yb. Ces caractéristiques géochimiques impliquent la présence d'une source mafique grenatifère (métabasaltes). Ces roches partagent plus de caractéristiques géochimiques avec les adakites modernes qu'avec les andésites d'arcs volcaniques conventionnels (ex. **Drummond et al., 1996**). Tel que suggéré par **Imreh (1978)**, ces roches sont possiblement associées à une nappe tectonique. Selon le pendage et la nature des failles, indiqués sur la carte géologique du MERN, ces roches calco-alkalines pourraient provenir du sud de la région. Ces considérations structurales et l'absence de datation des roches ultramafiques (séquence inférieure) compliquent l'établissement de relations génétiques entre le magmatisme ultramafique et tholéiitique et le magmatisme calco-alkalin du Groupe de Baby.

L'origine du magmatisme calco-alkalin du Groupe de Baby pourrait s'expliquer par des processus reliés à la subduction de plaque (ex. **Foley et al., 2002; Moyen et van Hunen, 2012**) ou à des processus d'interactions crustales impliquant la fusion partielle de la base de la croûte archéenne locale (**Condie, 1986; Bédard, 2006; Smithies et al., 2009**). Quoique théoriquement possible, l'hypothèse de subduction n'est pas privilégiée dans cette étude en raison de l'absence d'évidences régionales de métamorphisme de haute pression et de vestiges ophiolitiques (ex. **Brown, 2008**). De plus, les roches volcaniques du Groupe de Baby ne sont pas intercalées à des sédiments immatures dérivés de l'érosion de hauts reliefs volcaniques d'arcs insulaires. Dans ce contexte, les roches mafiques ne sont probablement pas l'équivalent d'un bassin d'arrière-arc. Ceci est de plus supporté par l'absence de signatures d'arc dans la vaste majorité des tholéiites du Groupe de Baby.

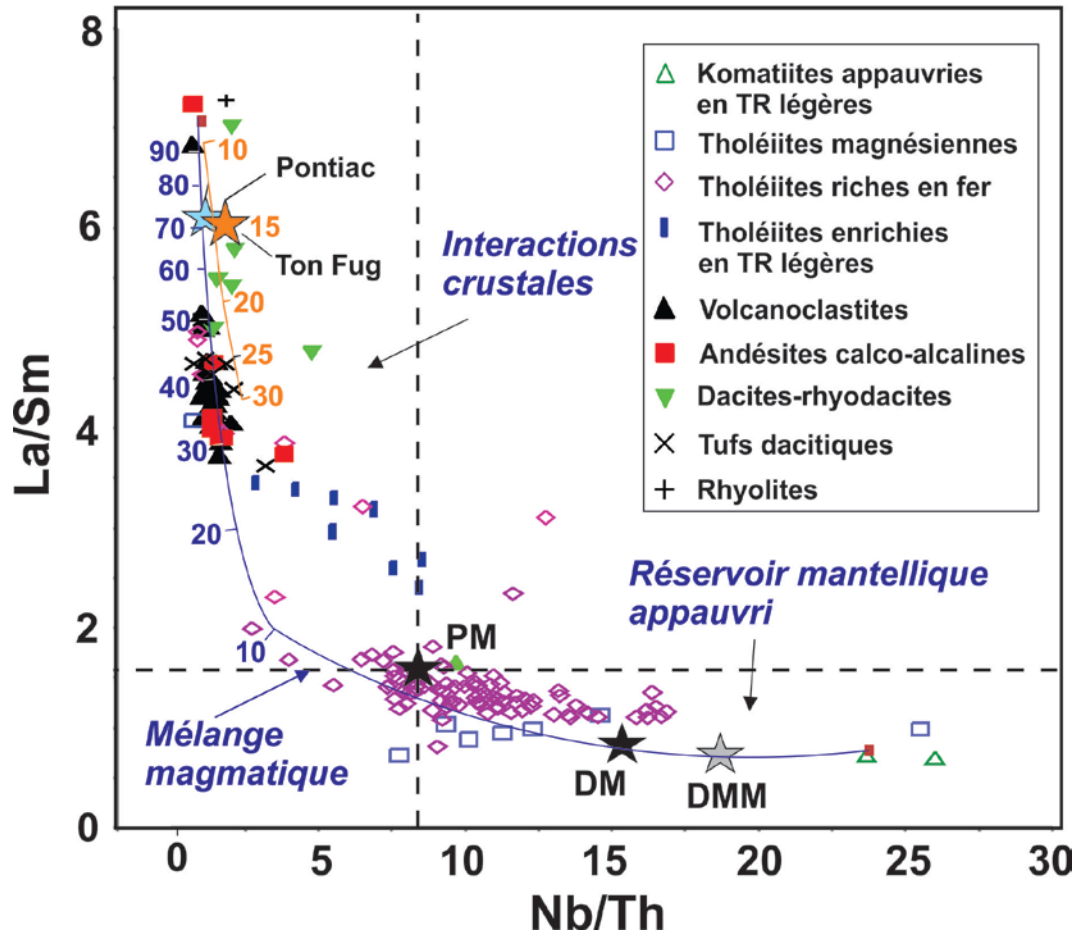


La genèse de magmas calco-alkalins du Groupe de Baby nécessite des conditions de pressions élevées et la fusion partielle d'une source mafique grenatifère (ex. **Zhang et al., 2013**). Tel que suggéré par l'abondance des phénocristaux de plagioclases zonés, les roches andésitiques calco-alkalines ont été localement impliquées dans des processus de cristallisation fractionnée dans des réservoirs crustaux expliquant ainsi la formation quelques petites unités de dacites et rhyodacites calco-alkalines.

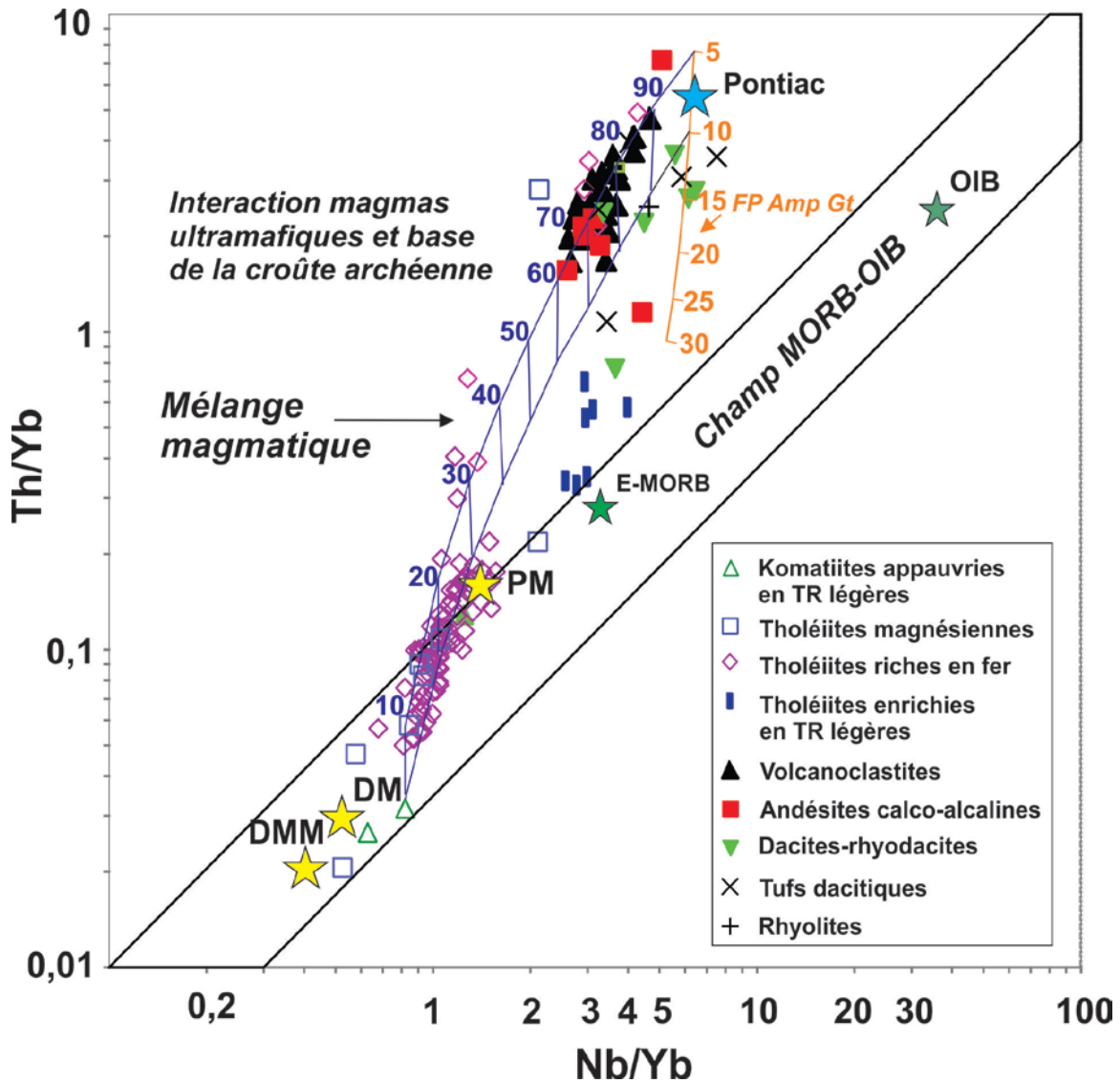
Étant essentiellement andésitique, le modèle pétrogénétique pouvant expliquer l'origine du magmatisme calco-alkalin du Groupe de Baby doit pouvoir expliquer la formation d'un volume important de magmas andésitiques. Le modèle proposé à la **figure 2.32** implique un processus de fusion partielle anatexique de la base de la croûte mafique archéenne. Cette fusion partielle a été modélisée à partir d'une source mafique grenatifère (Grenat: 28%, amphibole: 35%, Cpx: 21%, plagiolase: 15%, titanite : 0,5% et rutile: 0,5%) (**Figures 2.32 et 2.33**). Cette source a une composition chimique représentée par la moyenne des tholéïites du Groupe II (basaltes volumétriquement dominants de la région du Témiscamingue). Les courbes représentées en couleur orangée sur les figures ... et ... représentent la composition des magmas anatexiques pour différents taux de fusion partielle de la source grenatifère (de 10 à 30%). Sur les diagrammes des **figures 2.32 et 2.33** la fusion partielle d'une source grenatifère fractionne peu les rapports Nb/Th et Nb/Yb. A lui seul, ce mécanisme de fusion ne peut expliquer la variabilité compositionnelle observée dans les volcanites du Groupe de Baby. En réalité, le processus de fusion partielle en base de croûte est fréquemment contemporain à la mise en place d'intrusifs ultramafiques ou mafiques (sills). Ce contexte favorise les processus de mélange magmatique entre magmas juvéniles et magmas anatexiques crustaux. Sur les **figures 2.32 et 2.33**, nous avons calculé des courbes de mélange entre les magmas anatexiques formés par 5 et ou 10% de F.P. et un magma komatiitique primaire du Groupe de Baby. Selon ces courbes, plusieurs des échantillons de volcanites calco-alkalines semblent pouvoir s'expliquer par des processus de mélange entre magmas juvéniles et magmas anatexiques.

Notez qu'afin de pouvoir contenir suffisamment de grenat, la source metabasaltique doit être à une profondeur de l'ordre de plus de 40 km (12 kbars). Cette épaisseur de croûte

mafique n'est pas compatible avec un environnement de dorsale océanique moderne. Toutefois, les plateaux océaniques modernes, associés à la présence de panaches mantelliques, peuvent atteindre ces épaisseurs considérables. Pour le Groupe de Baby, la mise en place de komatiites témoigne de l'existence d'une perturbation thermique (roches mantelliques de hautes températures potentielles) pouvant avoir été associée à un mécanisme de formation d'une épaisse croûte mafique.



**Figure 2.32.** Diagramme La/Sm vs Nb/Th montrant la grande variabilité compositionnelle observée dans les roches volcaniques du Groupe de Baby. Des courbes de fusion partielle (en orange) et de mélange magmatique (en bleu) sont présentées afin de proposer un mécanisme pétrogénétique pouvant expliquer le mode de formation des volcanites calco-alcalines du Groupe de Baby. Le modèle de mélange implique un pôle komatiitique et un pôle anatexique représenté par un magma issu de 10% de fusion partielle d'une amphibolite à grenat (proportion modale selon **Zhang et al., 2013**).



**Figure 2.33.** Diagramme Th/Yb vs Nb/Yb modifié de **Pearce (2008)** montrant la variabilité observée dans les roches volcaniques komatiitiques, tholéiitiques et calco-alcalines du Groupe de Baby. Des courbes de fusion partielle (en orange) et de mélange magmatique (en bleu) sont présentées afin d'appuyer le modèle pétrogénétique décrit dans le rapport. Le modèle de mélange implique un pôle komatiitique (échantillon # 1039) et un pôle anatexique représenté par des magmas issus de 10% et 15% de fusion partielle d'une amphibolite à grenat (proportion modale et coefficients de distribution des éléments traces selon **Zhang et al., 2013**).

Notez que contrairement à d'autres ceintures vertes, les roches volcaniques mafiques et ultramafiques du Groupe de Baby tombent pratiquement toutes dans le champ mantellique (MORB-OIB). Sur la vaste majorité des diagrammes d'éléments traces, ces

roches tombent systématiquement entre le pôle du manteau primitif et celui des réservoirs DM et DMM (réservoirs asthénosphérique responsables de la formation des MORB). Evidemment, aucun échantillon ne montre d'alignement vers les pôles de sources mantelliques enrichies (OIB) (**Figure 2.33**). Pour le Paléozoïque, ces sources enrichies sont associées à la présence des points chauds contenant une forte composante de croûte océanique subductée et recyclée dans le manteau inférieur de la Terre.

Les tholéiites enrichies constituent un regroupement d'échantillons montrant une signature hybride entre celle d'une tholéiite juvénile et celle de magmas mafiques ou andésitiques calco-alcalins. Ces tholéiites se projettent loin de la trajectoire de mélange magmatique indiquée sur les **figures 2.32 et 2.33**. Les tholéiites hybrides montrent des rapports Th/Yb et Nb/Yb tombant entre le pôle e-morb et celui des andésites calco-alcalines du Groupe de Baby (**Figure 2.33**). La source de la composante tholéiitique impliquée dans ces magma hybrides semble préalablement enrichie par rapport à celle des komatiites, tholéiites magnésiennes (groupe I) et tholéiites riches en fer du groupe II. Elle pourrait provenir d'une source mantellique plus profonde.

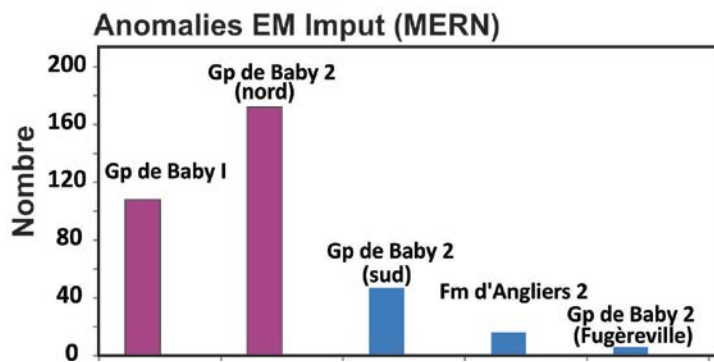
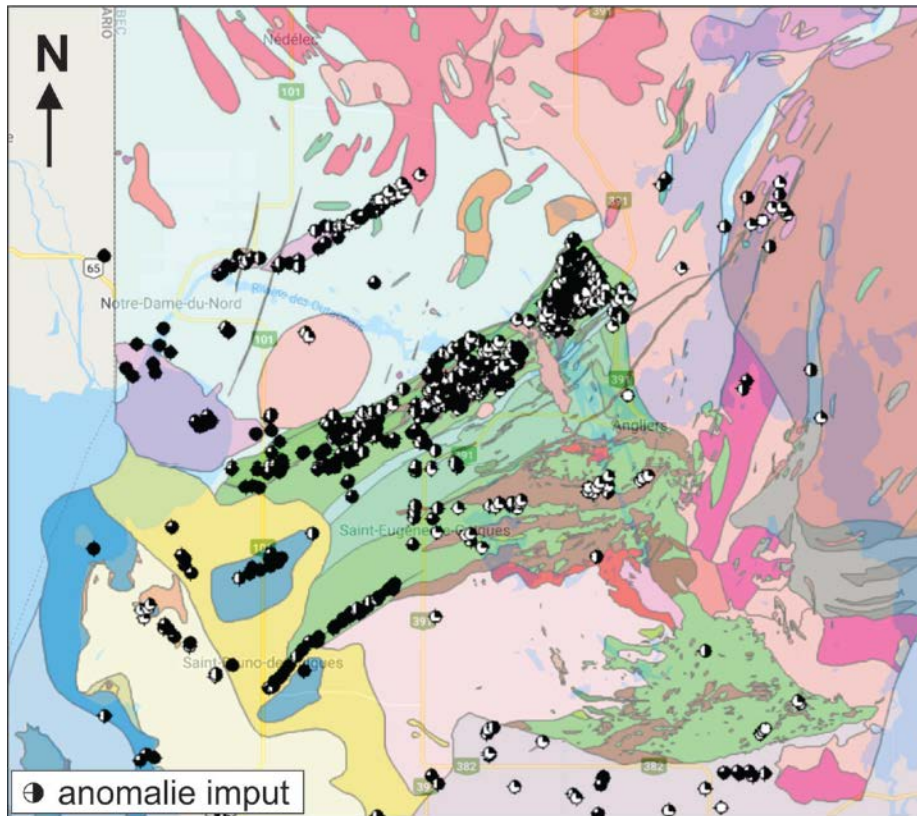
## 2.6 IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION MINIÈRE

Quoique la métallogénie ne soit pas l'objet de ce rapport, nous pouvons tirer quelques conclusions utiles pour l'exploration minière. Premièrement, pour la séquence inférieure du Groupe de Baby, la mise en place de komatiites et de dykes ultramafiques de haute température de liquidus pourrait avoir favorisée la formation de cellules hydrothermales sous-marines locales. Par exemple, l'importance des magmas ultramafiques lors de la formation du gîte de SMV de Kidd Creek a été soulignée comme un élément déterminant lors de la formation de ce gisement de sulfures massifs (**Barrie et al., 1999**). À l'époque de mise en place du cycle inférieur du Groupe de Baby, la présence d'un flux thermique anormalement élevé pourrait expliquer la sédimentation des horizons de formations de fer observés dans le secteur d'Angliers et plus spécifiquement dans les unités du Groupe de Baby I et II (carte géologique interactive du MERN). Une de ces formations de fer a une continuité de 11 km pour une épaisseur de 12 à 45m. La formation de fer est constituée de magnétite alternant avec du chert et des bandes riches en trémolite (indice Voyager 2). Vers le N-E du Groupe de Baby, la formation de fer montre localement un

faciès de sulfures laminés à pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite (indice Norman Mc Bride). Une attention toute particulière devrait être apportée pour l'exploration de métaux de base dans cette partie du Groupe de Baby. La distribution des anomalies électromagnétiques (Input) sur la carte de la **figure 2.34** suggère une corrélation entre la présence des anomalies de conductivité et la proximité des horizons de formation de fer. Compte tenu de la présence de komatiites et de dykes ultramafiques, possiblement serpentinisés, une partie de ces anomalies peut s'expliquer par l'augmentation de conductivité reliée à la présence de serpentine dans ces roches. Notez la faible quantité d'anomalies de type Input dans la partie centrale et sud du Groupe de Baby. Ces secteurs ne comportent pas d'unités de formation de fer.

La nature essentiellement volcanoclastique des roches volcaniques calco-alcalines du Groupe de Baby est intéressante car ce type de dépôts volcaniques est relativement poreux. En contexte hydrothermal sous-marin, une épaisse couverture volcanoclastique peut favoriser la formation de gîtes de sulfures massifs relativement important par des processus de remplacement de sub-surface minimisant la perte de métaux par dilution dans l'océan. Les gîtes de SMV de type Matabi sont un bon exemple de ce type de gîte de métaux de base (**Franklin et al., 2005**).

La présence de nombreux dykes ultramafiques et de gabbros magnésiens est un contexte favorable à la formation d'indices de sulfures de Ni, Cu et EGP. Ces indices de sulfures magmatiques sont essentiellement regroupés dans la partie sud du Groupe de Baby (indices du Lac Croche, Midrim, Alotta, Delhi, Party et Zullo).



**Figure 2.34.** Carte géologique simplifiée montrant la distribution des anomalies électromagnétiques EM Input (MERN). Source : carte interactive SIGÉOM.

## 2.7 RÉFÉRENCES

- Arndt, N.T.**, 1986. Differentiation of komatiitic flows. *Journal of Petrology* 27, 279-301.
- Arndt, N.A. et Jenner, G.A.**, 1986. Crustally *contaminated komatiites* and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, 56, pp. 229-255.
- Arndt, N.T., Naldrett, A.J. et Pyke, D.R.**, 1977. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology* 18, 319-369.
- Barrie, C. Tucker & Cathles, Lawrence et Erendi, A.** 1999. Finite element heat and fluid-flow computer simulations of a deep ultramafic sill model for the giant Kidd Creek volcanic-associated massive sulfide deposit, Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph*. 10. 529-540.
- Bédard, J.H.**, 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1188–1214.
- Brown, M.**, 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: when did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior. In: *Condie, K.C., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geological Society of America Special Papers.* , pp. 97–128.
- Camiré, G.E. et Burg, J.-P.**, 1993. Late Archean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Res.* 61, 51–66.
- Camiré, G.E., La Flèche, M.R. et Ludden, J.N.**, 1993. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas *Precambrian Research Volume* 62, Issue 3, Pages 285-305.
- Camiré, G.E., Ludden, J.N., La Flèche, M.R. et Burg, J.-P.** 1993. Mafic and ultramafic amphibolites from the northwestern Pontiac subprovince: chemical characterization and implications for tectonic setting. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1110–1122.
- Canil, D.**, 1999. Vanadium partitioning between orthopyroxene, spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (3-4), 557-572.
- Card, K.D.**, 1990. A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Res.* 48, 99–156. Card, K.D., Ciesielski, A., 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geosci. Can.* 13, 5–13.
- Chagnon, J.Y.**, 1968. Région des lacs des Quinze et Barrière. Comté de Témiscamingue. Rapport géologique 134, 106 pages. Ministère des Richesses Naturelles du Québec.
- Condie, K.C.**, 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Research*. 32, 261–278.

**Davis, D.W.**, 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* 115, 97–117.

**Drummond, M.S., Defant, M.J. et Kepezhinskas, P.K.**, 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 205–215.

**Foley, S., Tiepolo, M., Vannucci, R.**, 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 837–840.

**Franklin, J.M., Gibson, H.L. Jonasson, I.R. et Galley, A.G.**, 2005, Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, The Economic Geology Publishing Company, 523-560.

**Frieman, B.M., Kuiper, Y.D., Kelly, N.M., Monecke, T. et Kylander-Clark, A.**, 2017. Constraints on the geodynamic evolution of the southern Superior Province: U-Pb LA-ICP-MS analysis of detrital zircon in successor basins of the Archean Abitibi and Pontiac subprovinces of Ontario and Quebec, Canada, *Precambrian Research* (2017).

**Gélinas, L. Trudel, P. Hubert, C.**, 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 220-231.

**Ghods, A., et Arkani-Hamed, J.**, 2000. Melt migration beneath mid-ocean ridges. *Geophys. J. Int.* 140, 687–697.

**Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y.L., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J. et Saunders, A.D.**, 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8, Article Q02006.

**Hewitt, I. J.**, 2010. Modelling melting rates in upwelling mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 300, 264–274.

**Herzberg, C., Condie, K., Korenaga, J.**, 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 79–88.

**Huppert, H.E. et Sparks, R.S.J.**, 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic lavas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 371–386.

**Huppert, H.E. et Sparks, R.S.J., Turner, J.S. and Arndt, N.T.**, 1984. Emplacement and cooling of komatiite lava. *Nature (London)*, 309: 19–22.

**Imreh, L.**, 1970. Geologie de la partie sud-ouest du canton de Baby, comte de Temiscamingue. *Minist. Rich. Natur. Quebec, Rapp. prelim.* 592.



**Imreh, L.,** 1973. Relations stratigraphiques entre le Groupe de Pontiac et le sillon métavolcanique de Baby au Témiscamingue, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*. Vol. 10, 1350-1353.

**Imreh, L.,** 1978. Canton de Baby. Rapport géologique 185. 88 pages. Ministère des Richesses Naturelles.

**Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.,** 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.

**Ishikawa, Y.; Sawaguchi, T.; Iwaya, S.; Horiuchi, M.,** 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Min. Geol.*, 26, 105–117.

**Korenaga, J.,** 2006. Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth. In: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments*. American Geophysical Union Monograph, Washington, DC, pp. 7–32.

**Lafleche, M., Dupuy, C. et Dostal, J.,** 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the Southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1448-1458.

**Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H. et Huston, D.L.,** 2001. The alteration box plot—A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits: *Economic Geology*, v. 96, p. 957–971.

**Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B.,** 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, Volume 27, Issue 3, 1 June 1986, Pages 745–750

**Leroex, AP, Dick HJB et Fisher RL.** 1989. Petrology and geochemistry of MORB from 25-degrees-E to 46-degrees-E along the Southwest Indian Ridge: Evidence for contrasting styles of mantle enrichment. *Journal of Petrology*. 30:947-986.

**Li, Z.A. et Lee, C.T.,** 2004. The constancy of upper mantle  $fO_2$  through time inferred from V/Sc ratios in basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 228, Issues 3–4, Pages 483-493.

**Machado, N., David, J., Carignan, J., Zhang, Q. et Gariépy, C.** 1991. Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses de l'Ungava et du Labrador, Province de Grenville, et sous-provinces de Pontiac et de l'Abitibi.

**Mainville, M.,** 1994. Les komatiites et tholéiites à la base du **Groupe de Baby**, Témiscamingue. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.

**Maury, R.C., Defant, M.J., et Joron, J-L.,** 1992. Metasomatism of the sub-*arc* mantle inferred from trace elements in *Philippine* xenoliths.. *Nature* volume 360, pages 661–663.

- McDonough, W.F. et Sun, S.-S.**, 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 1021.
- Mortensen, J.K. et Card, K.D.**, 1993. Age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1970–1980.
- Moyen, J.-F. et van Hunen, J.**, 2012. Short-term episodicity of archaean plate tectonics. *Geology* 40, 451–454.
- Niu, Y.**, 2004. Bulk-rock Major and Trace Element Compositions of Abyssal Peridotites: Implications for Mantle Melting, Melt Extraction and Post-melting Processes Beneath Mid-Ocean Ridges. *Journal of Petrology*, Volume 45, 12, 2423–2458.
- Parkinson, I.J. et Pearce, J.A.**, 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology*, Volume 39, Issue 9, 1577–1618.
- Pearce, J. A.**, 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J.A.**, 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Puchtel, I.S., Walker, R.J., Brandon, A.D. et Nisbet, E.G.**, 2009. Pt–Re–Os and Sm–Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7Ga Belingwe and Abitibi komatiites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 73, Issue 20, 6367–6389.
- Salter, V. J. M. et Stracke, A.**, 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, 1–24.
- Sawyer, E.W. et Barnes, S.-J.**, 1994. Thrusting, magmatic intraplating, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research* Volume 68, Issues 3–4, Pages 183–200.
- Smithies, R.H., Champion, D.C. et Van Kranendonk, M.J.**, 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through intracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 281, 298–306.
- Sours-Page, R., Johnson, K., Nielsen, R. et Karsten, J.L.**, 1999. Local and regional variation of MORB parent magmas: evidence from melt inclusions from the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge. *Contrib Mineral Petrol* (1999) 134: 342
- Sun, S.S. et McDonough, W.F.**, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication 42, pp. 313–345.
- McDonough, W.F. et Sun, S.-S.**, 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253.

**Wedepohl, K.H.**, 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 1217-1232.

**Williams, N.C. et Davidson, G.J.**, 2004. Possible submarine advanced argillic alteration at the Basin Lake prospect, western Tasmania, Australia. *Economic Geology* **99** : 987–1002.

**Winchester, J.A. et Floyd, P.A.**, 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.

**Workman, R.K. et Hart, S.R.**, 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, **231**, 53– 72.

**Zhang, C., Holtz, F., Koepke, J., Wolff, P.,E., Ma, C. et Bédard, J.H.**, 2013. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth. *Precambrian Research*, **231**, 206-217.

### 3. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE PONTIAC

#### 3.1 INTRODUCTION

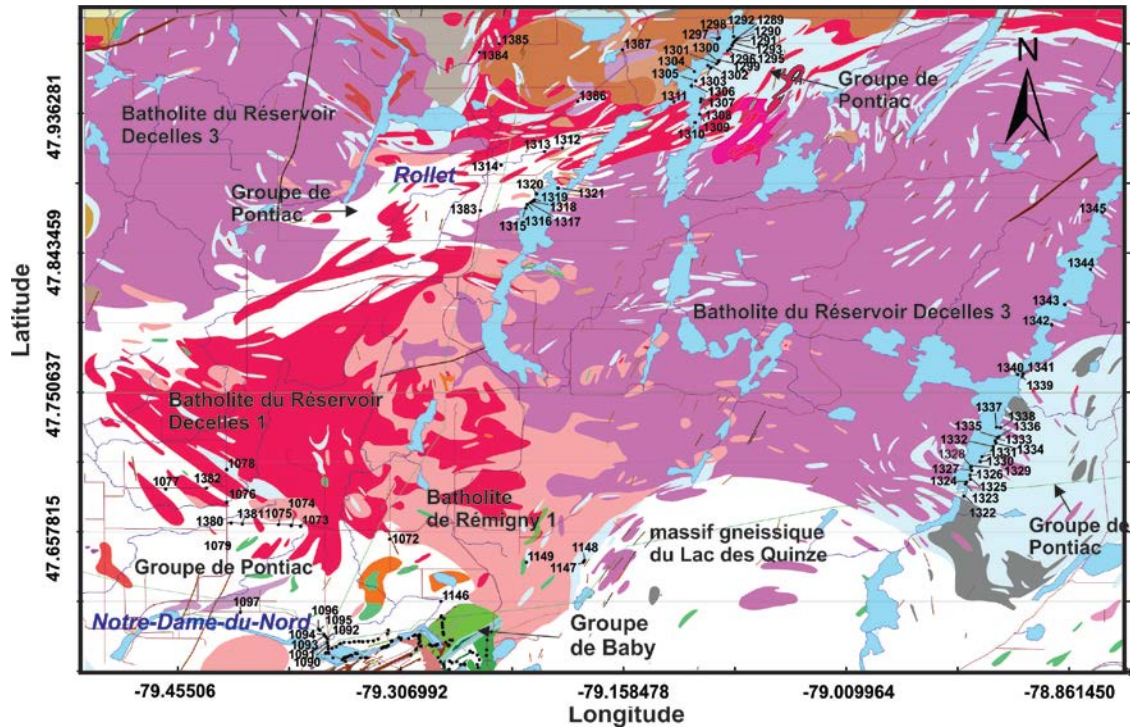
Tout comme pour les roches volcaniques, l'étude géochimique des roches sédimentaires permet de reconstituer l'évolution de processus géologiques anciens ayant contribué à la formation et à la transformation de la croûte archéenne. La géochimie et la minéralogie de ces roches sédimentaires fournissent des informations pertinentes permettant de préciser les caractéristiques des reliefs émergés, les conditions d'intempérisme de l'époque, l'importance du transport sédimentaire et la nature des roches crustales exposées à l'érosion.

La composition chimique des roches siliciclastiques est principalement contrôlée par les caractéristiques des régions sources (**Taylor and McLennan, 1985**). Toutefois, plusieurs processus sédimentaires et géomorphologiques peuvent modifier la composition géochimique de sédiments. Par exemple, l'intempérisme chimique (**Nesbitt and Young, 1984**), l'érosion mécanique, le transport, le recyclage sédimentaire (**LaFlèche et Camiré, 1996**) et la diagenèse ont des impacts sur la minéralogie et la géochimie des sédiments. Dans le cadre de ce chapitre, nous présentons les résultats d'une étude géochimique réalisée sur 86 échantillons représentatifs des roches sédimentaires et métasédimentaires archéennes du Groupe de Pontiac. Ces roches, de la sous-province du Pontiac, sont affleurantes dans la partie sud-ouest du Témiscamingue.

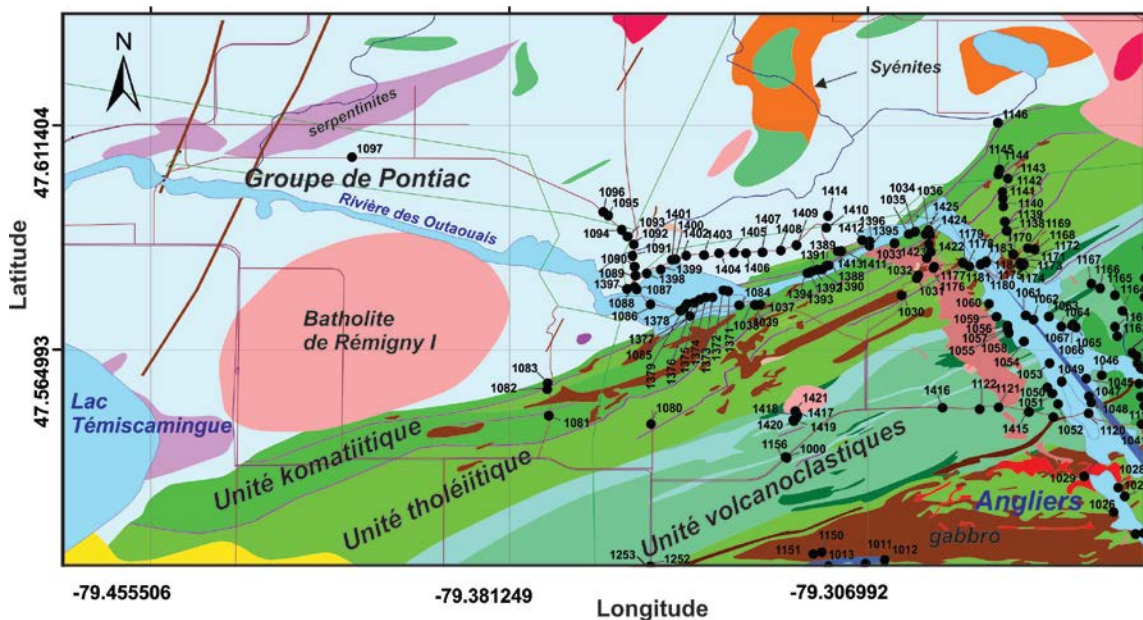
#### 3.2 GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le secteur sud-ouest du Témiscamingue recoupe une grande partie de la sous-province tectonique du Pontiac (SPP). Cette dernière, d'une étendue de 100 \* 165 km, est limitée au sud et au NE par le front tectonique du Grenville (**Card, 1990**). Compte tenu de la présence de roches supracrustales archéennes déformées et métamorphosées dans la ceinture parautochtone du Grenville (**Davidson et al., 1979; Gariépy, 1990; Dickin, 2000; LaFlèche et al., 2005**), la superficie de cette sous-province devait être plus grande à l'origine. Les roches supracrustales de la partie nord de la SPP sont dominées par des

roches métasédimentaires relativement immatures (**Camiré et al., 1993b**) du Groupe de Pontiac. Dans les secteurs des lacs Opasatica, Vallet et Bruyère, des unités de roches volcaniques amphibolitisées sont intercalées aux unités sédimentaires (**Camiré et al., 1993c**). Ces roches mafiques et ultramafiques sont des vestiges de komattites et de basaltes tholéitiques semblables, en composition, aux roches volcaniques juvéniles de la ceinture de l'Abitibi. Ces roches supracrustales sont associées à des nappes tectoniques à charriages vers le sud et ou le sud-ouest (**Camiré et Burg, 1993a**). Dans sa partie centrale, la SSP est marquée par la présence du batholite de Décelles (**Figure 3.1**). Le secteur sud et sud-ouest de la SPP, qui fait l'objet de cette étude, est généralement moins métamorphisé. Les roches supracrustales de ce secteur sont caractérisées par la présence de la ceinture verte de Belleterre-Angliers (**Imreh, 1970; 1973**) et par une succession d'unité de roches sédimentaires archéennes (Groupe de Pontiac), du protérozoïques (Groupe de Cobalt) et ordoviciennes (Groupe de Liskeard). Les roches sédimentaires et métasédimentaires du Groupe de Pontiac affleurent principalement au nord et au nord-est de la ceinture de Belleterre (**Figures 3.1 et 3.2**). Certaines unités, plus métamorphisées, apparentées au Groupe de Pontiac affleurent au sud des roches volcaniques du Groupe de Lac des Bois dans le secteur de Latulipe.



**Figure 3.1.** Carte géologique simplifiée de la sous-province du Pontiac dans les secteurs de Notre-Dame-du-Nord, de Rollet et de Rémigny. La carte indique la localisation des échantillons de roches échantillonnées dans le cadre de ce projet. Carte géologique numérique provenant du MERN.



**Figure 3.2.** Carte géologique simplifiée de la sous-Pontiac dans les secteurs de Notre-Dame-du-Nord, d'Angliers et de la rivière des Outaouais. La carte indique la localisation des échantillons de roches échantillonnées dans le cadre de ce projet. Carte géologique numérique provenant du MERN.

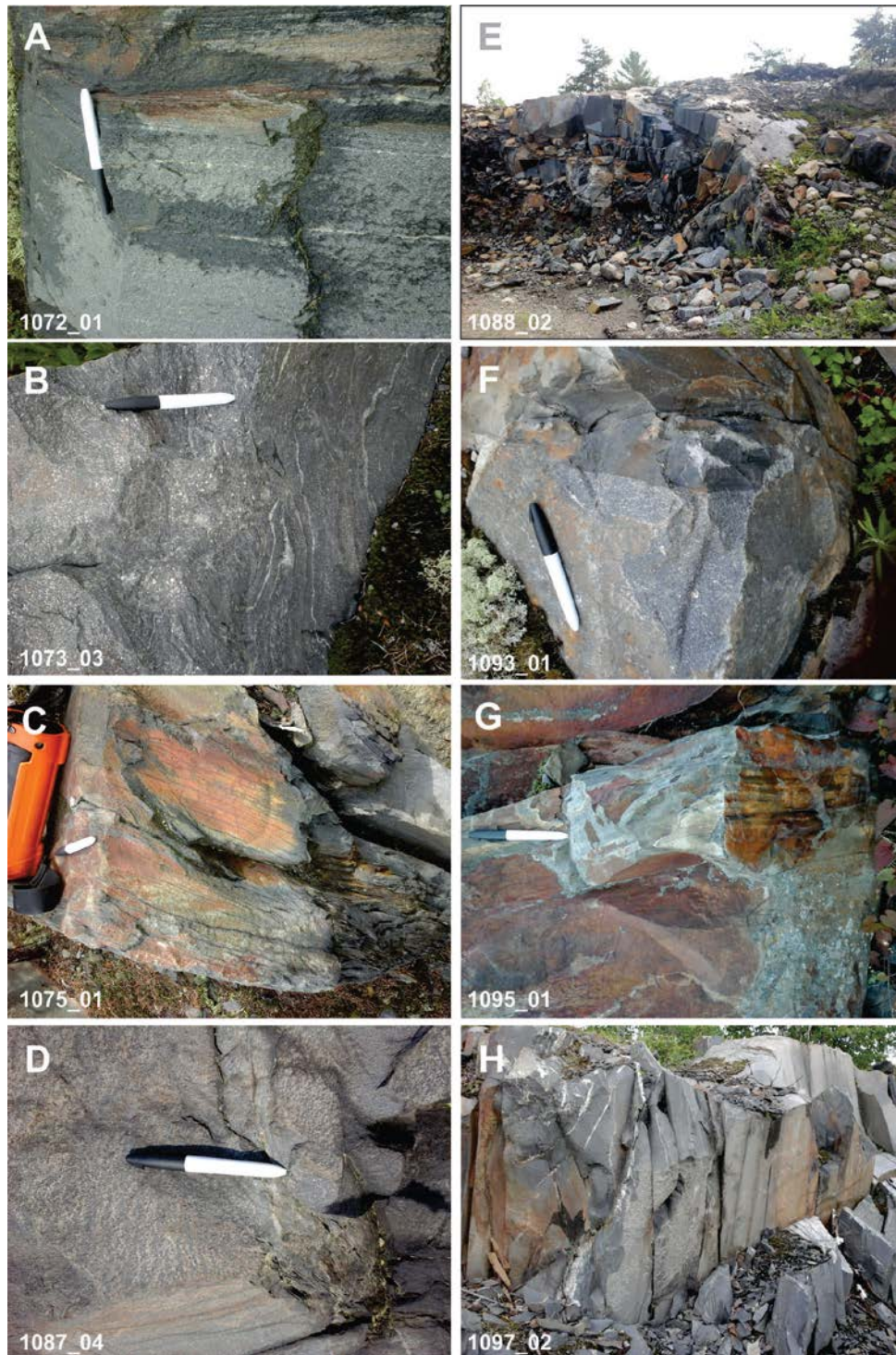
### 3.2.1 Le Groupe de Pontiac

Les roches sédimentaires (méta) du Groupe de Pontiac sont archéennes (**Gariépy et al., 1984; Mortensen et Card 1993**). Selon les travaux de géochronologie, réalisés dans les années 90, l'âge minimal de sédimentation des roches du Groupe de Pontiac serait de l'ordre de 2682 à 2683 Ma. Cette estimation provient des âges U/Pb mesurés sur les plus jeunes zircons détritiques et par l'âge d'un pluton qui recoupe les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac (**Davis, 2002**). Notez que cet âge de sédimentation du Groupe de Pontiac est sensiblement le même que celui de mise en place de dacites feldspathiques du Groupe de Baby (âge U/Pb zircon de 2882 +/-1 Ma : **Mortensen et Card, 1993**). Sur cette base, le volcanisme calco-alkalin du Groupe de Baby et la sédimentation siliciclastique du Groupe de Pontiac seraient contemporains. Toutefois, compte tenu de la présence d'une tectonique compressive, à cette époque de l'évolution de la partie sud de la province du Supérieur, et du déplacement de nappes tectoniques, nous ne pouvons établir avec certitude les relations spatiales et stratigraphiques initiales entre les deux évènements. Récemment, **Frieman et al. (2017)** ont analysé les zircons détritiques de deux échantillons de roches du Groupe de Pontiac prélevés dans les secteurs nord (sud de Rouyn-Noranda) et sud-ouest (frontière Québec-Ontario à l'ouest de Notre-Dame-du-Nord) de la sous-province. Ces nouvelles données, de très haute précision (spectrométrie de masse à secteur magnétique à plasma à couplage inductif et système d'ablation laser), permettent de préciser l'âge de sédimentation ainsi que celles des sources impliquées lors de la formation des sédiments du Groupe de Pontiac. Les plus jeunes zircons, provenant de l'analyse de **Frieman et al. (2017)**, ont des âges de 2680 Ma. Selon ces auteurs, la période de sédimentation des grès du Pontiac se situerait entre celle de l'assemblage de Porcupine (2685-2690 Ma) et celle du Groupe de Témiscamingue (2669-2679 Ma). L'étude de **Frieman et al. (2017)** montre, pour l'échantillon du Pontiac prélevé dans le secteur de Notre-Dame-du-Nord, que plus de 80% des zircons détritiques ont des âges situés entre 2800 et 2680 Ma et 21% des zircons seraient âgés de plus de 2750 Ma. Les plus vieux zircons observés dans les grès du Pontiac donnent des âges de 2800-2925 Ma. Nous pouvons constater que plusieurs de ces âges sont nettement plus vieux que ceux des roches volcaniques de la ceinture volcanique de l'Abitibi (au nord de la région) ainsi que des roches volcaniques de la ceinture d'Angliers-Belleterre (partie sud de la région).

Les roches sédimentaires de la partie Nord du Groupe de Pontiac sont caractérisées par des faciès de turbidites (**Gariépy et al., 1984**) vraisemblablement déposées dans des environnements marins profonds. **Camiré et al. (1993b)** ont démontré la nature immature de ces roches sédimentaires qui seraient dérivées de sources à dominance felsique de natures différentes de celles observées dans la partie sud de la ceinture de l'Abitibi (ex. rhyolites et trondhjémities du Groupe de Blake River). Dans le cadre de ce rapport, nous présenterons les caractéristiques géologiques et géochimiques des éléments majeurs et traces de roches du Groupe de Pontiac échantillonnées pour le MERN dans la région du Témiscamingue.

Contrairement au nord de la SPP, les roches du Groupe de Pontiac de la partie sud de cette sous-province n'ont pas fait l'objet d'études géochimiques ou sédimentologiques. Dans la partie sud-ouest du Témiscamingue, ces roches sont constituées de wackes relativement massifs dans les secteurs peu métamorphisés et de métasédiments variablement injectés de veines de granitoïdes en se rapprochant des masses batholitiques situées dans la partie nord de la région étudiée dans le cadre de ce rapport (ex. secteurs de Rollet, Rémigny, Nédelec) (**Figure 3.1**). Les wackes sont particulièrement bien exposés en bordure du barrage des Quinze, le long d'un chemin d'Hydro-Québec suivant le côté nord de la rivière des Outaouais (**Figure 3.2**). Dans ce secteur du Pontiac, relativement peu déformé, les roches sédimentaires montrent une texture relativement massive (**Figure 3.3d, f et h**) avec des lits épais constitués de matériaux gréseux (**Figure 3.3a, d**) parfois granoclassés et montrant localement de petites bandes silteuses (**Figure 3.3f**). Les argilites ou shales ne n'ont pas été observés sur les 90 affleurements cartographiés en 2017. De plus, nous n'avons pas observé de conglomérats ou de grès conglomératiques dans le Groupe du Pontiac exposé dans la partie sud-ouest du Témiscamingue. Malgré la présence de roches peu déformées dans un secteur, les roches peuvent devenir rapidement déformées le long de corridors de déformation. Dans ces derniers, la foliation S1 est mieux développée et des plis peuvent être observés. Ces zones de déformation sont souvent associées à la présence de veines de quartz déformées (**Figure 3.3c, g et h**).





**Figure 3.3.** Planche photographique d’affleurements relativement peu déformés et métamorphisés de roches du Groupe de Pontiac au Témiscamingue. **A, B** et **D**) grès massifs relativement grossiers. **F**) contact entre grès et siltstone. **C**) échantillon plus déformé avec foliation S1. **G**) altération des grès dans une zone injectée de veinules de quartz.

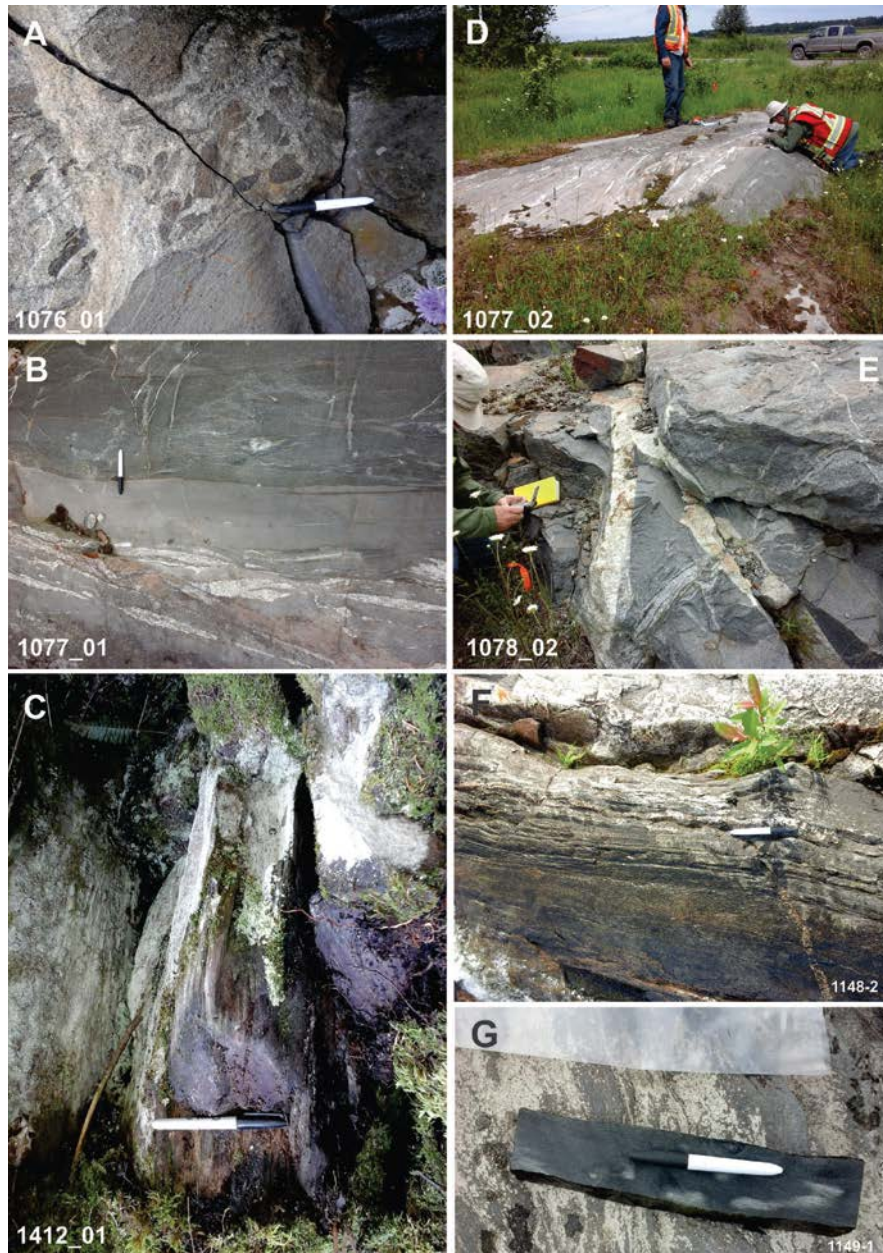
Plus vers le nord, dans les secteurs de Rollet et de Rémigny, les roches du Groupe de Pontiac deviennent nettement plus déformées et métamorphisées. La granulométrie des feuillets de biotite devient plus grossière et parfois des porphyroblastes de muscovite sont observables en affleurement (**Figure 3.4c**). Ces roches sont de plus recoupées par plusieurs générations de veines de granitoïdes (**Figure 3.4b et d; Figure 3.5a et e**). Certaines de ces veines (ou dykes) sont sodiques mais la majorité d'entre elles sont potassiques tel que vérifié par les mesures de potassium réalisées sur les affleurements à l'aide du spectromètre gamma.



**Figure 3.4.** Planche photographique d'affleurements relativement plus déformés et métamorphisés de roches du Groupe de Pontiac au Témiscamingue situées en bordure du lac Rémigny (secteur Rollet). **A**) métasédiments du Groupe de Pontiac. **B et D**) métasédiments recoupés par des dykes de granitoïdes et des fractures tardives. **C**) métasédiments riches en biotite et muscovite.

Quoique nous n'ayons pas observé d'affleurement mettant en contact les roches des Groupes de Pontiac (roches métasédimentaires) et de Baby (roches métavolcaniques), nous avons observé une déformation intense des métasédiments à proximité de la zone présumée de contact entre les roches des Groupes de Baby de Pontiac (**Figure 3.5c**). Dans le secteur de la Grande Île, les roches deviennent intensément foliées en se

rapprochant du contact (**Figure 3.5f**). En s'éloignant de la zone de contact, les roches métasédimentaires deviennent de plus en plus massives.



**Figure 3.5.** Planche photographique d'affleurements de roches déformées et métamorphisées du Groupe de Pontiac. **A, B et D)** photos de roches métasédimentaires déformées et injectées de veines de granitoïdes dans le secteur de Nédélec. **C)** Grès intensément déformé à 1m du contact entre le Groupe de Baby et le Groupe de Pontiac (secteur de la Grande île, rivière des Outaouais). **F)** grès déformés dans le secteur du contact entre les Groupes de Baby et de Pontiac (secteur de la Grande île).

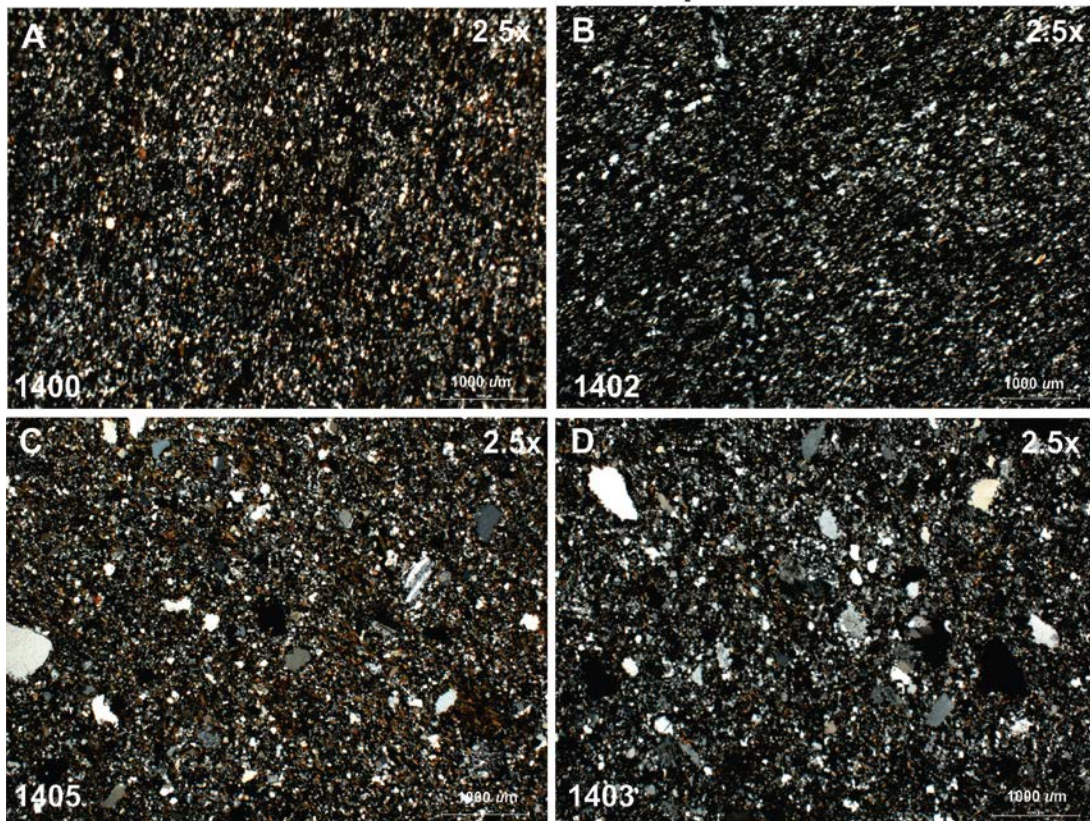
### 3.3 PÉTROGRAPHIE DES ROCHES DU GROUPE DE PONTIAC

Contrairement aux roches protérozoïques du Groupe de Cobalt, les roches archéennes du Groupe de Pontiac sont variablement métamorphisées et déformées (**Imreh, 1973; Camiré et Burg, 1993a; Benn et al., 1994**). Au Témiscamingue, le métamorphisme de ces roches tend à augmenter en direction du nord et plus spécifiquement en se rapprochant des grandes masses batholitiques qui caractérisent la partie centrale de la sous-province du Pontiac. Compte tenu de l'effet du métamorphisme et de la déformation, d'intensités variables, les fragments (clastes) primaires des roches sédimentaires n'ont pas le même potentiel de préservation. Les grains de quartz sont plus stables contrairement aux feldspaths et aux grains lithiques, comme les fragments de roches volcaniques ou intrusif, qui sont mécaniquement et chimiquement instables. Dans le cas des roches du Groupe de Pontiac, il serait difficile, et probablement inutile, de tenter une analyse modale des grains pour évaluer la provenance et en déduire l'environnement probable de sédimentation de ces (ex. **Dickinson et al., 1979**). Malgré ces difficultés pétrographiques, il est important de souligner que dans le secteur de la rivière des Outaouais au nord d'Angliers (Grande île), plusieurs échantillons sont remarquablement bien préservés. Malgré une faible déformation ces roches sont toutefois affectées par le métamorphisme régional comme en témoigne la présence de fins cristaux de biotite dans la matrice de ces roches.

Dans le cadre de ce rapport, nous avons analysé treize lames minces provenant de cinq roches faiblement métamorphisées et déformées et de huit roches métamorphisées et variablement déformées. Dans la population d'échantillons le mieux préservé, trois sont des grès (**1398, 1403 et 1405**) et deux des siltstones (**1400 et 1402**). Ces échantillons proviennent du secteur de la Grande île situé le long d'un chemin d'Hydro-Québec longeant la rivière des Outaouais. Les échantillons plus métamorphisés et déformés ont été échantillonnés dans les secteurs de Notre-Dame-du-Nord, Nédelec, Rollet et de Rémigny. Dans les échantillons de grès, peu déformés et faiblement recristallisés, les fragments de quartz (clastes) sont encore bien visibles (**Figure 3.6a, b, c et d**). A l'opposé, les feldspaths sont très altérés et relativement peu abondants (**Figure 3.7a et d**).

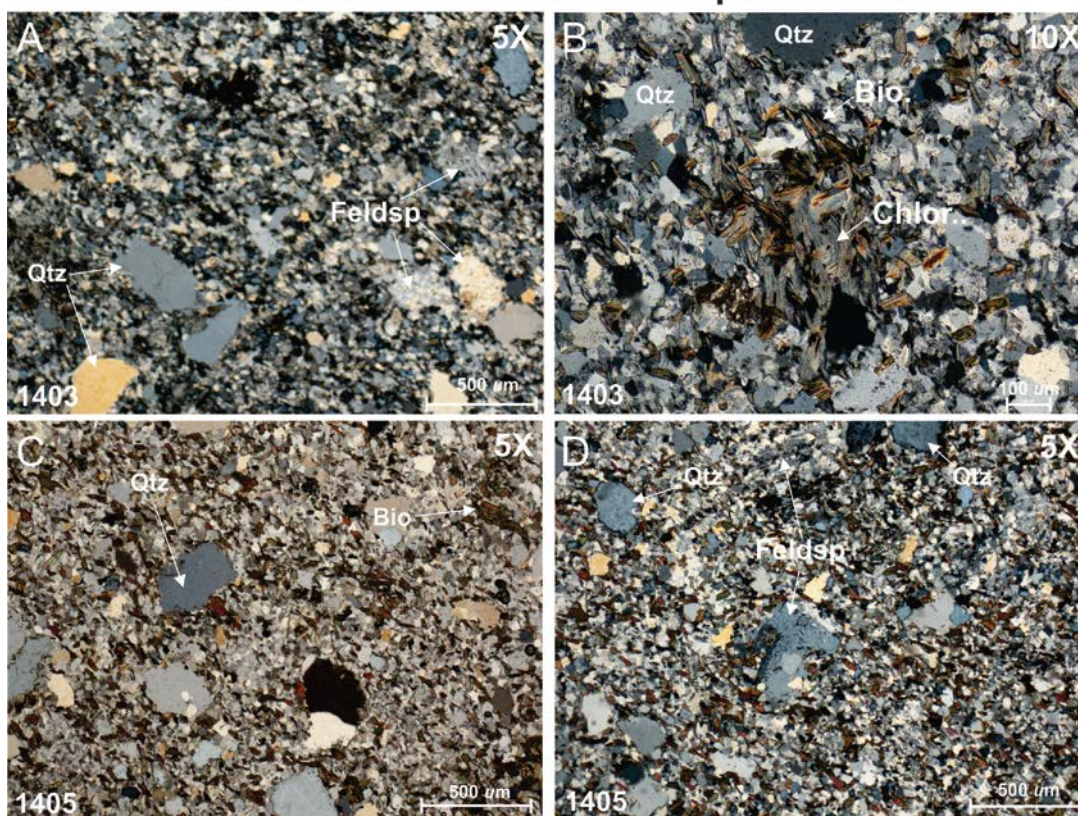
Les grains de quartz sont essentiellement de type monocristallin et constituent environ de 30 à 35% du volume des grès. Les feldspaths altérés, présents à des proportions de moins de 10%, sont d'une taille similaire à celle du quartz. De par la distribution granulométrique, observable en lames minces, ces roches sont des grès moyens. La matrice de ces grès est très abondante mais toutefois inférieure à 70% du volume de la roche (**Figure 3.6c et d, Figure 3.7a, c et d**). Conséquemment, ces roches peuvent être classifiées comme des wackes et non comme des mudrocks. Selon l'abondance des grains de quartz, par rapport aux autres grains (feldspaths, fragments lithiques), ces grès seraient des wackes quartzeux. Étant donné le métamorphisme ayant affecté ces roches et la nature instable des grains de feldspaths et des grains lithiques volcaniques, ces roches devaient à l'origine être des wackes quartzo-feldspatiques. Deux des échantillons analysés sont des siltstones (**Figure 3.6a et b**) relativement massifs et peu déformés. A fort grossissement, ces roches montrent la présence de cristaux sub-angulaires de quartz monocristallin et de feldspaths variablement altérés. Localement, de la biotite très fine et non orientée ainsi que de la chlorite sont observées dans ces roches.

### Roches sédimentaires du Groupe de Pontiac



**Figure 3.6.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches du Groupe de Pontiac les moins métamorphisées et déformées. Ces échantillons proviennent du chemin longeant le côté nord de la rivière des Outaouais dans le secteur de la Grand- île. **A** et **B**) siltstones prélevés sur les affleurements 1400 et 1402. **C** et **D**) wackes quartzo-feldspatiques de granulométrie moyenne (affleurements 1403 et 1405) provenant du même secteur que les siltstones. Notez le faible degré de déformation des roches.

## Roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac



**Figure 3.7.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches du Groupe de Pontiac les moins métamorphisés et déformés. **A** et **D** wackes quartzo-feldspathiques montrant la présence de feldspaths variablement altérés (affleurements 1403 et 1405). **B**) Chlorite et biotite dans la matrice des wackes (affleurement 1403). **C**) biotite dans la matrice des wackes de l'affleurement 1405. Secteur de la Grande-Île au nord de la rivière des Outaouais.

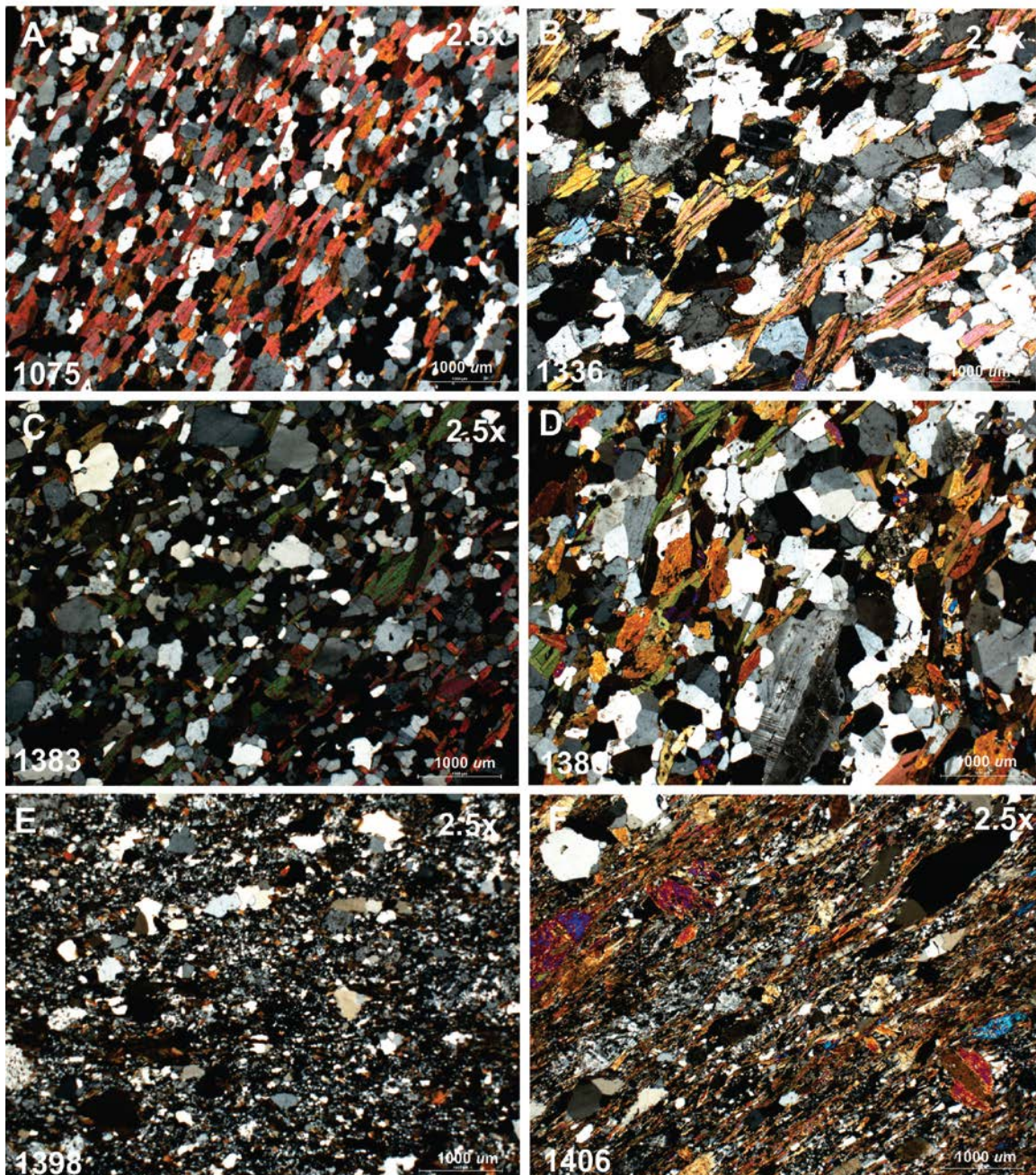
Les échantillons plus métamorphisés et déformés sont caractérisés par la présence d'une quantité importante de biotite et par une microstructure granoblastique polygonale (quartz et feldspath) liée à la recristallisation et à l'augmentation du grade métamorphique. Dans ces roches, la foliation principale est définie par un alignement relativement continu de cristaux de biotite formant une texture lépidoblastique. Ceci est particulièrement évident pour les échantillons prélevés dans les secteurs de Rollet, Notre-Dame-du-Nord et Rémigny (**Figure 3.8a, b, c et d**). Dans ces roches, la biotite contient de nombreuses inclusions de zircon et possiblement de monazite comme le suggère les nombreuses évidences d'halos pléochroïques. La muscovite est présente en très faibles concentrations dans la majorité des échantillons prélevés près de la rivière des Outaouais (échantillons

de grès les mieux préservés). Cette muscovite n'est visible qu'à très fort grossissement (objectif de 20X). En se rapprochant du batholite du Réservoir Decelles, la muscovite est présente sous la forme de porphyroblastes qui recourent les feuillets de biotite (échantillons 1336 et 1406, **figure 3.9d et e**). Localement, certaines roches montrent une déstabilisation rétrograde de la biotite en chlorite (**Figures 3.8b et 3.9a et b**). Certaines roches métasédimentaires du Pontiac montrent la présence d'amphiboles. Ces dernières sont visibles sous la forme de fines aiguilles ou de porphyroblastes (**Figures 3.8f et 3.9d et e**). Ces mêmes roches montrent la présence d'une faible proportion d'épidote.

Sur les 12 lames minces étudiées, ainsi que sur les affleurements échantillonnés dans le cadre de ce projet, nous n'avons pas observé de grenat. Ceci pourrait suggérer un métamorphisme de plus basse pression (ex. <2.5 Kbars) que dans la partie nord et centrale du Pontiac. Aussi, la composition en  $Al_2O_3$  par rapport aux  $CaO$ ,  $Na_2O$  et  $K_2O$  des roches échantillonnées n'est peut-être pas favorable à la stabilisation du grenat et des aluminosilicates comme la sillimanite, le disthène et l'andalousite. Notez que nous avons observé de la staurotide sur un affleurement dans le secteur de Nédelec. La chloritoïde n'a pas été observée en lames minces. Ces observations pourraient suggérer que les roches échantillonnées seraient dans le faciès métamorphique des amphibolites. De plus, dans la majorité des roches examinées, la chlorite est rarement observée et lorsque présente, est de nature rétrograde. Encore une fois, ceci suggère une ambiance du métamorphisme régional au faciès des amphibolites.

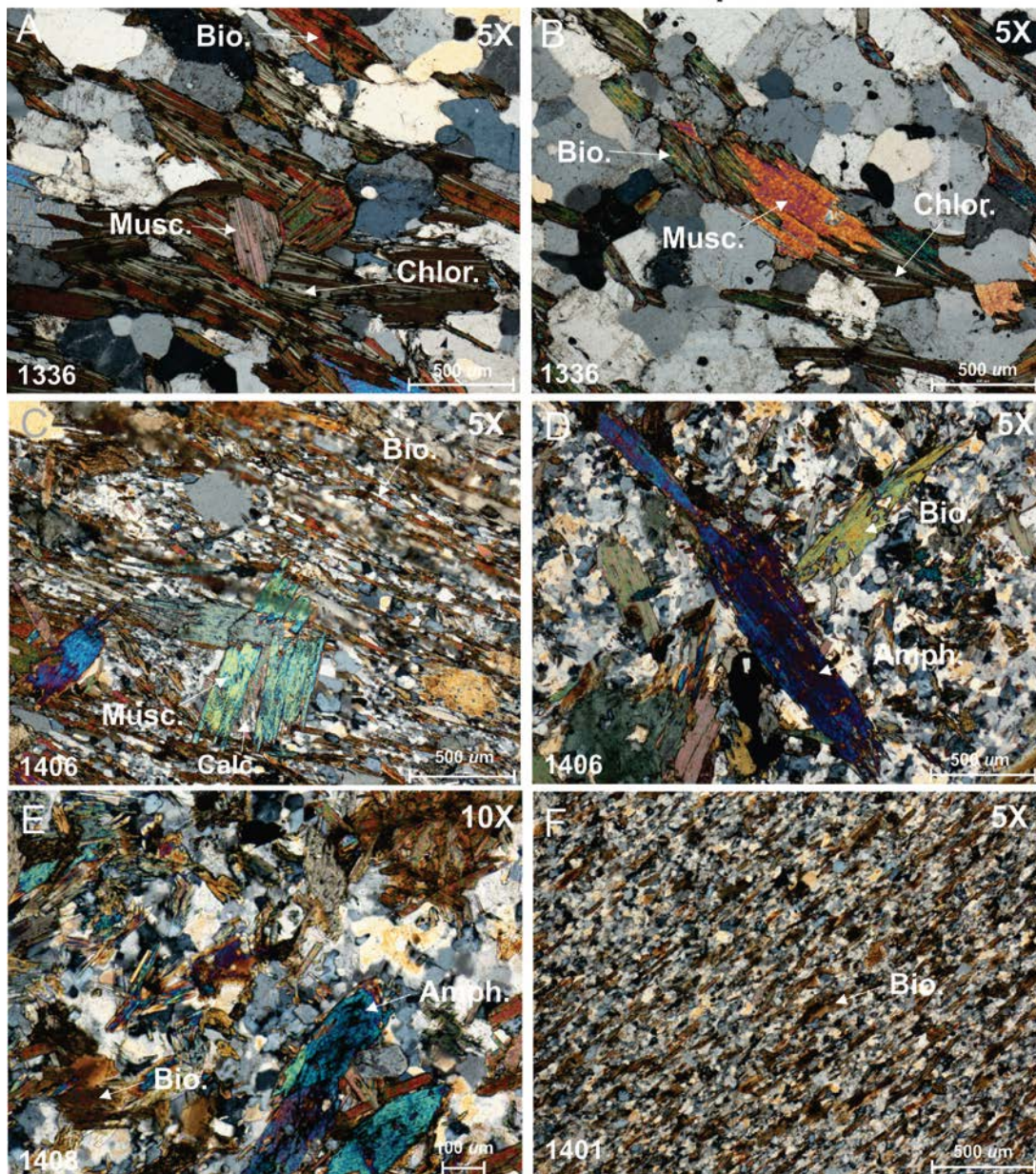


## Roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac



**Figure 3.8.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac. **A, B, C et D)** roches métasédimentaires déformées avec foliation S1 soulignée par l'orientation des cristaux de biotite. Notez le degré de recrystallisation du quartz et des feldspaths dans ces roches provenant des affleurements 1075, 1336, 1383 et 1386. **E)** échantillon moins déformé mais montrant une importante matrice riche en biotite (affleurement 1398). **F)** échantillon plus déformé avec foliation S1 bien développée et texture de pression-solution aux extrémités des grains de quartz.

### Roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac

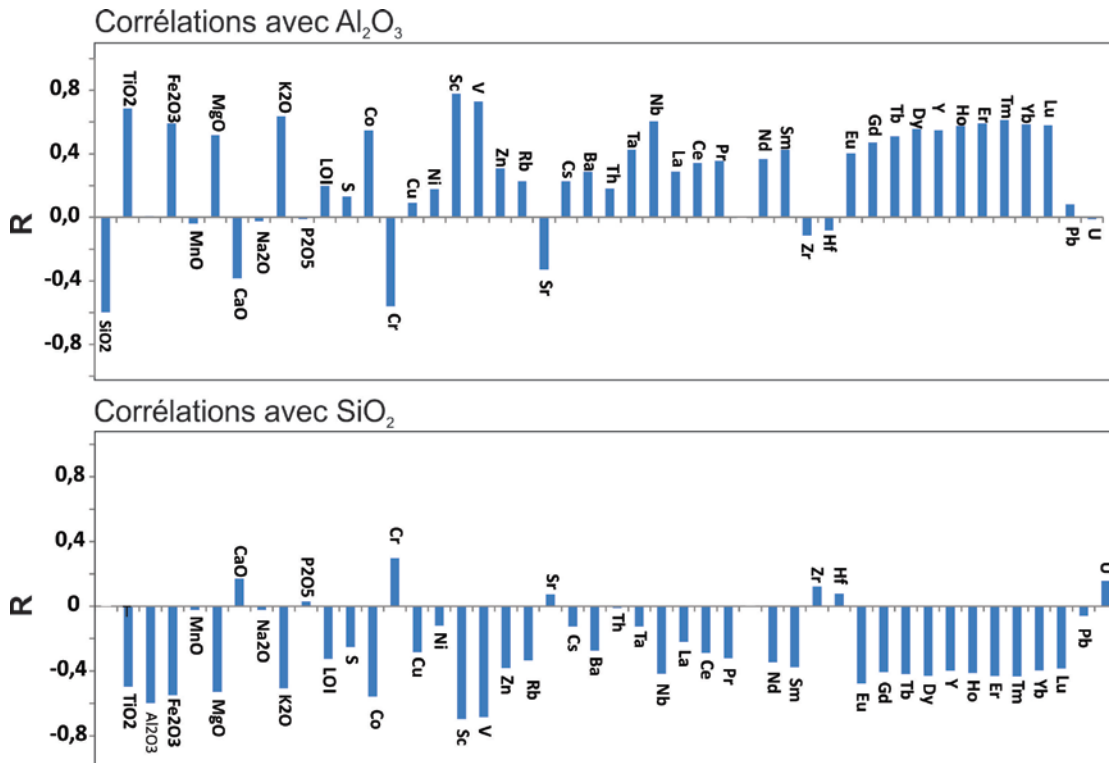


**Figure 3.9.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac. **A** et **B**) croissance d'un porphyroblaste de muscovite et remplacement de la biotite par la chlorite dans l'échantillon de l'affleurement 1336 (secteur de Rémigny). **C**) porphyroblaste de muscovite dans une matrice riche en biotite de l'affleurement 1406. **D**) Croissance tardive d'une amphibole recoupant la biotite alignée selon la foliation S1 (affleurement 1406). **E**) porphyroblaste d'amphibole dans l'échantillon 1408. **F**) présence de feuillets de biotite dans la matrice du siltstone de l'affleurement 1401.

## 3.4 GÉOCHIMIE

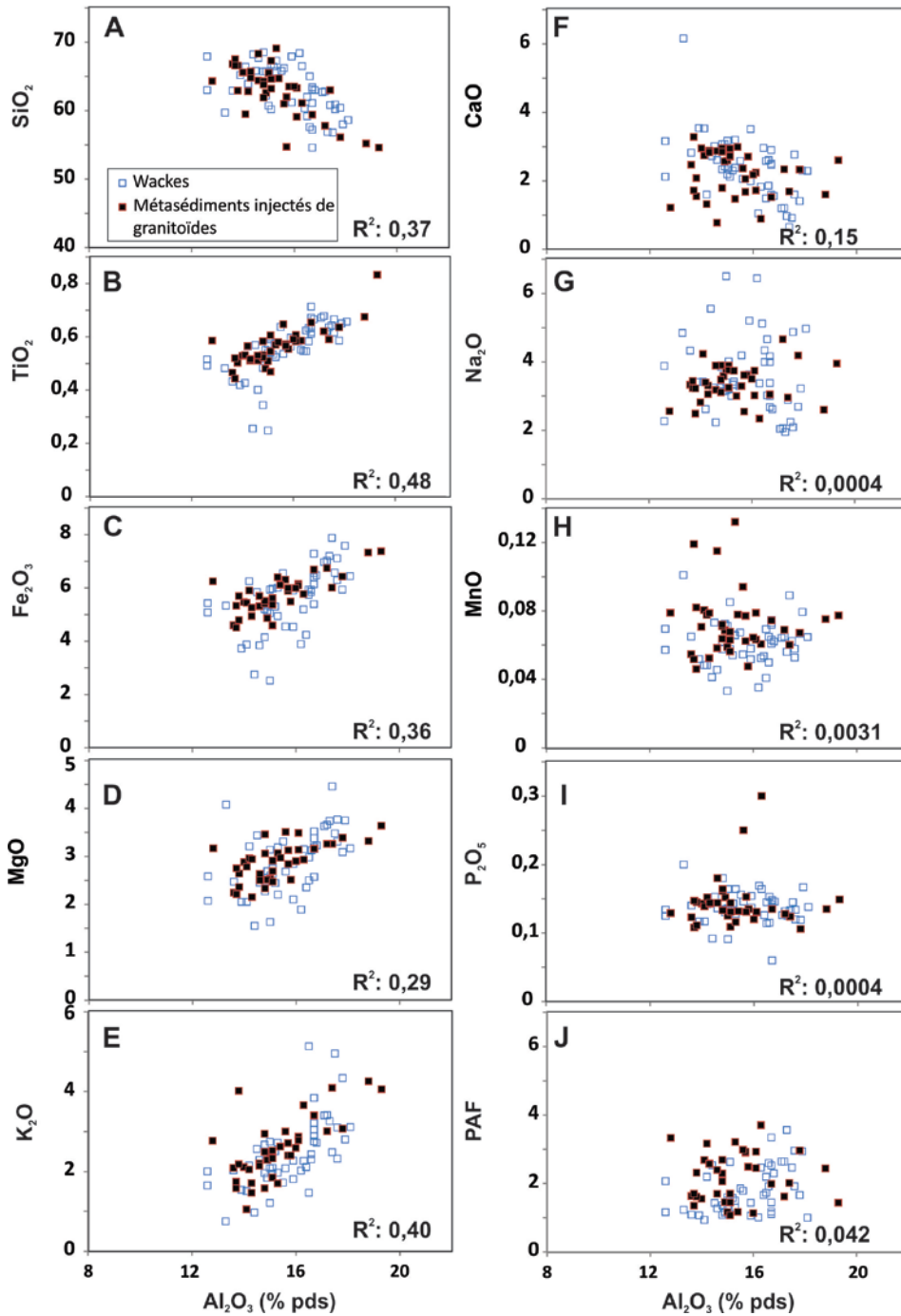
### 3.4.1 Éléments majeurs

Les roches du Groupe de Pontiac, échantillonnées dans le cadre de cette étude, montrent des concentrations en  $\text{SiO}_2$  variant de 55 à 69% et des concentrations en  $\text{MgO}$  de 1,6 à 4,5%. Les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient de 12,6 à 19,3%. Les échantillons riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contiennent une plus grande proportion de micas. Les concentrations en éléments volatils (PAF) sont faibles (0,9 à 3,7%) en raison des processus liés à la déshydratation métamorphique. Tel que démontré sur les **figures 3.10 et 3.11**, le  $\text{TiO}_2$ , le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , le  $\text{MgO}$  et le  $\text{K}_2\text{O}$  corrént positivement avec l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ce qui pourrait suggérer un contrôle de la distribution de ces éléments par des variations de la proportion de minéraux micacés ou argileux. Contrairement à l' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , la majorité des éléments majeurs et traces sont anti-corrélés aux concentrations en  $\text{SiO}_2$  (**Figure 3.10**). Ceci démontre un processus normal de dilution par l'enrichissement en grains de quartz ( $\text{SiO}_2$ ).



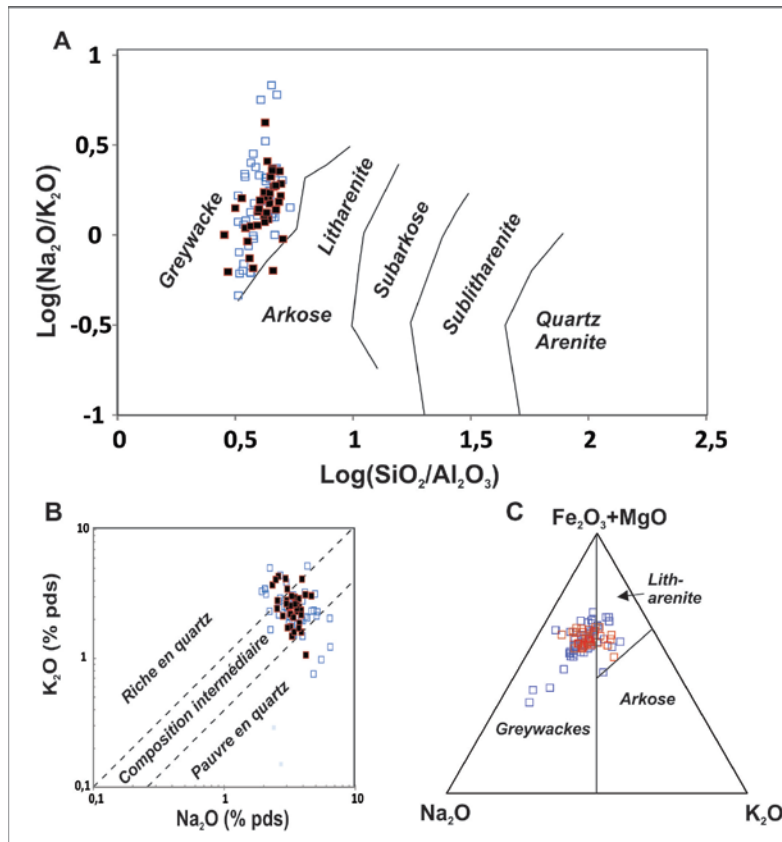
**Figure 3.10.** Corrélations des éléments majeurs et traces avec l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  et le  $\text{SiO}_2$  dans les roches du Groupe de Pontiac. Données extraites de la matrice de corrélation de Pearson.

Groupe de Pontiac



**Figure 3.11.** Variation des concentrations en éléments majeurs en fonction des concentrations en  $Al_2O_3$  des roches du Groupe de Pontiac. Notez la subdivision des échantillons en deux populations. Celle représentée par des carrés bleus correspond au wackes relativement massifs et peu métamorphisés du secteur d'Angliers Nord (rivière des Outaouais) et celle représentée par des carrés noirs (avec bordures rouges) aux roches métasédimentaires plus métamorphisées et déformées des secteurs de Rollet, Rémigny et Nédelec.

Selon le diagramme  $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs  $\log (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  de **Pettijohn et al. (1973)**, les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac ont des compositions en éléments majeurs semblables à celles de roches sédimentaires de type grauwacke (*greywacke*) (**Figure 3.12a**). La majorité de ces échantillons tombent également dans le champ des grès sodiques selon la classification du diagramme ternaire  $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$  de **Blatt et al. (1972)** (**Figure 3.12c**). Sur le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{K}_2\text{O}$ , les roches du Groupe de Pontiac se projettent dans le champ de compositions intermédiaires en quartz (**Figure 3.12b**). Ces classifications géochimiques suggèrent la présence de grès immatures avec une matrice abondante (grauwacke). Cette interprétation est compatible avec les observations réalisées sur les lames minces des roches du Groupe de Pontiac.



**Figure 3.12.** Diagrammes de classification des roches sédimentaires siliclastiques en fonction des éléments majeurs. **A)**  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs  $\text{Log} (\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  selon **Pettijohn et al. (1973)**, **B)**  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  et **C)** diagramme ternaire  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$  selon **Blatt et al. (1972)**.

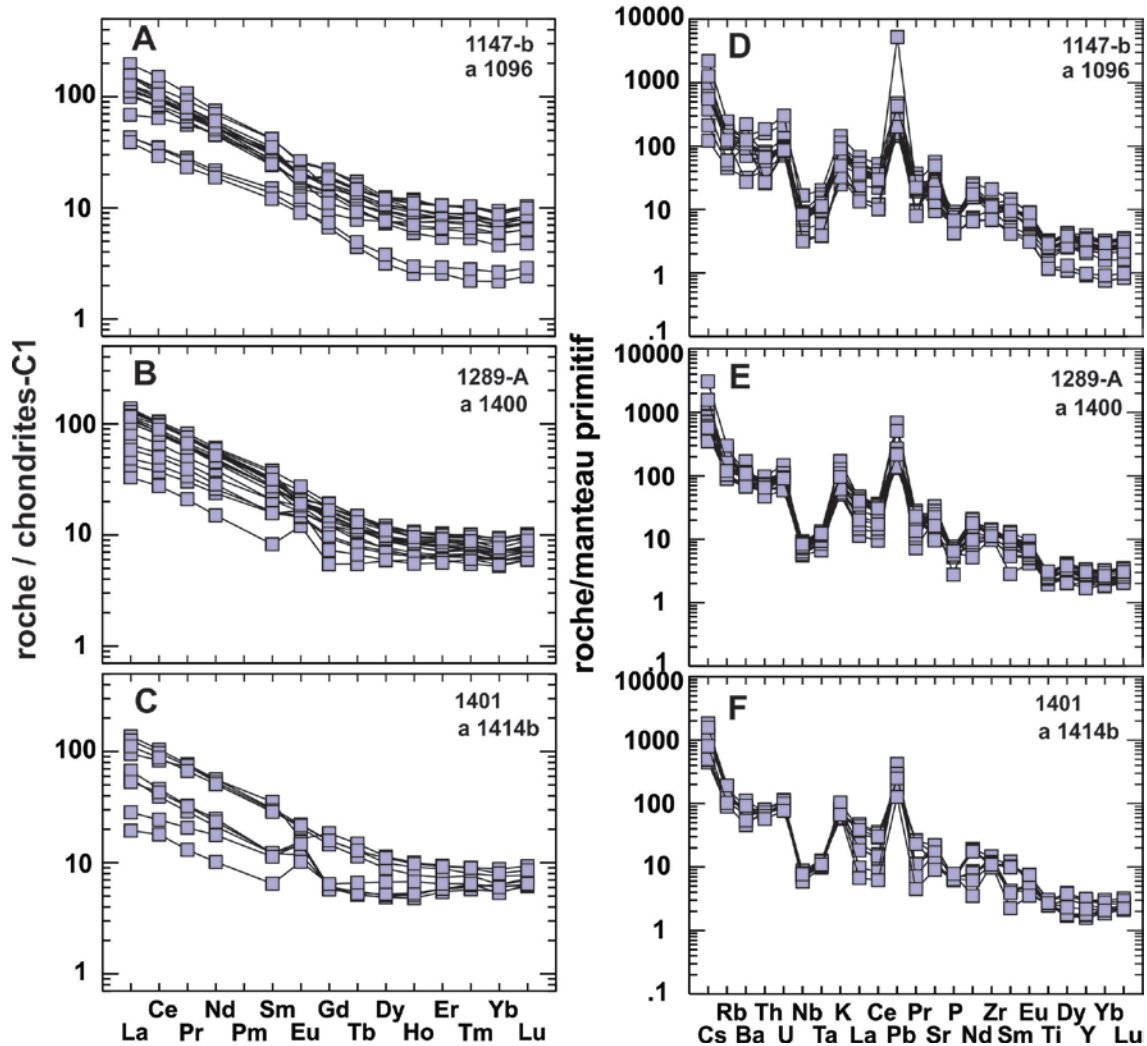
### 3.4.2 Éléments traces

Les valeurs de corrélations des éléments traces en fonction de la SiO<sub>2</sub> montrent une dilution de la majorité des éléments traces par l'ajout de SiO<sub>2</sub> (quartz). Les données de corrélations suggèrent en plus la présence d'une certaine proportion de minéraux lourds dans les grès des faciès plus siliceux car P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et CaO (apatite), Cr (chromite) et Zr et Hf (et U) (zircon) sont positivement corrélés au SiO<sub>2</sub> (**Figure 3.10**). Notez que pour des éléments fortement corrélés, les associations peuvent souvent être biaisées. Pour minimiser ce problème, il est préférable de décrire les relations entre éléments par l'analyse en composante principale après réduction des données par rapport à la moyenne et l'écart-type des différentes variables (éléments chimiques).

#### 3.4.2.1 Terres rares

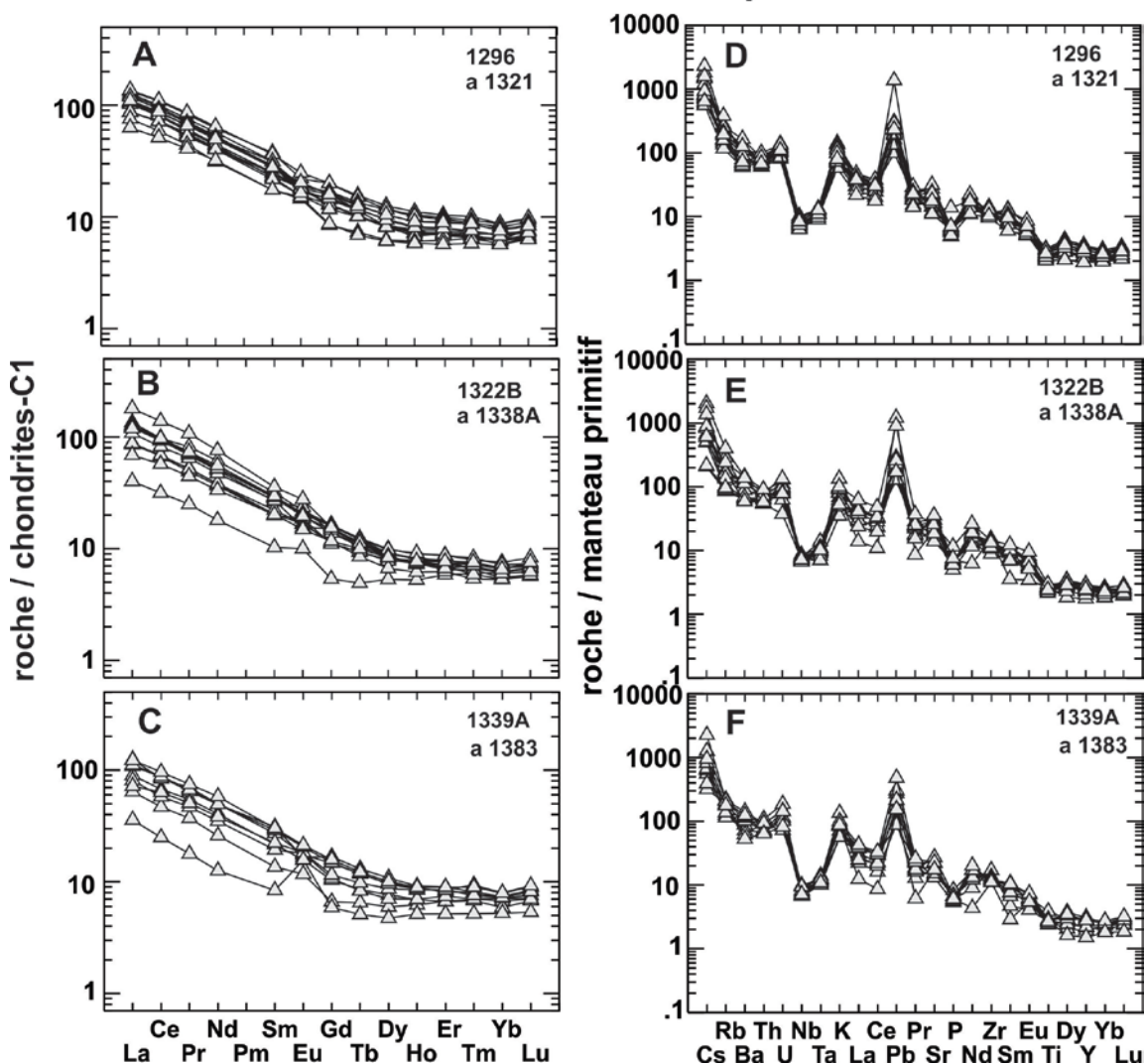
Les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac montrent des variations d'abondances en terres rares, normalisées aux chondrites-C1 (N), de 19 à 195 pour ce qui est du La<sub>N</sub> et de 2 à 9 pour ce qui est de l'Yb<sub>N</sub>. Le fractionnement des terres rares légères [La/Sm]<sub>N</sub> varie de 2,5 à 5,9 et celui des TR lourdes [Gd/Yb]<sub>N</sub> de 0,9 à 3,3 (**Figures 3.11 et 3.12**). À l'exception d'une dizaine d'échantillons, marqués par un enrichissement en europium ( $1,62 \pm 0,26$ ) par rapport aux autres terres rares trivalentes (ex. Sm et Gd), la majorité des roches du Groupe de Pontiac montre des anomalies négligeables en europium ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ ) ( $0,92 \pm 0,14$ ) (**Figures 3.13 et 3.14**). Ceci suggère une contribution négligeable de sources felsiques évoluées comme des granitoïdes potassiques qui sont des roches ignées caractérisées par de fortes anomalies négatives en europium. D'un autre côté, ceci n'exclut pas la présence de tonalites archéennes (TTG) car ces dernières ne montrent généralement pas d'anomalies significatives en europium (ex. **Feng et Kerrich, 1992; Martin et al., 2005**). A titre d'exemple, notons que les échantillons de la tonalite de Fugèreville ont un rapport  $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$  de 1,03 à 1,13.

## Roches sédimentaires du Groupe de Pontiac



**Figure 3.13.** Spectres des terres rares des roches du Groupe de Pontiac normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (A, B et C) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif de **McDonough et Sun (1995)** (D, E et F). Échantillons les moins déformés et métamorphisés.

## Roches sédimentaires du Groupe de Pontiac

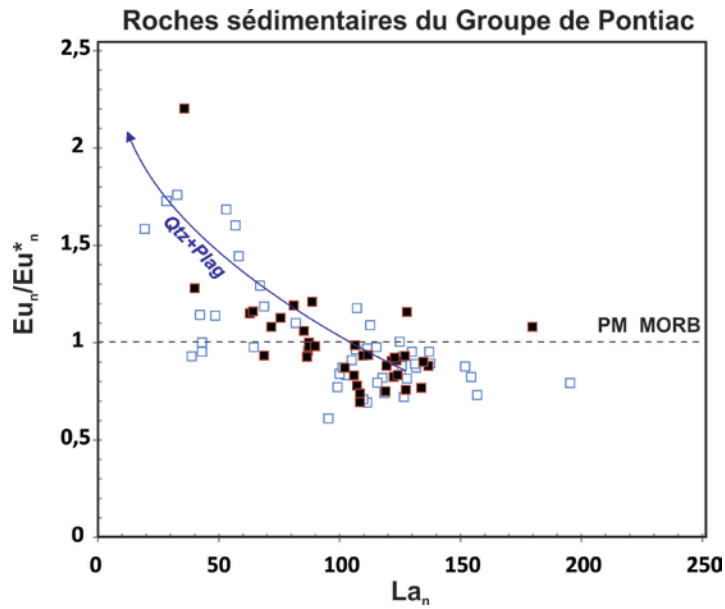


**Figure 3.14.** Spectres des terres rares des roches du Groupe de Pontiac normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (A, B et C) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif de **McDonough et Sun (1995)** (D, E et F). Échantillons de roches métasédimentaires métamorphosées et déformées.



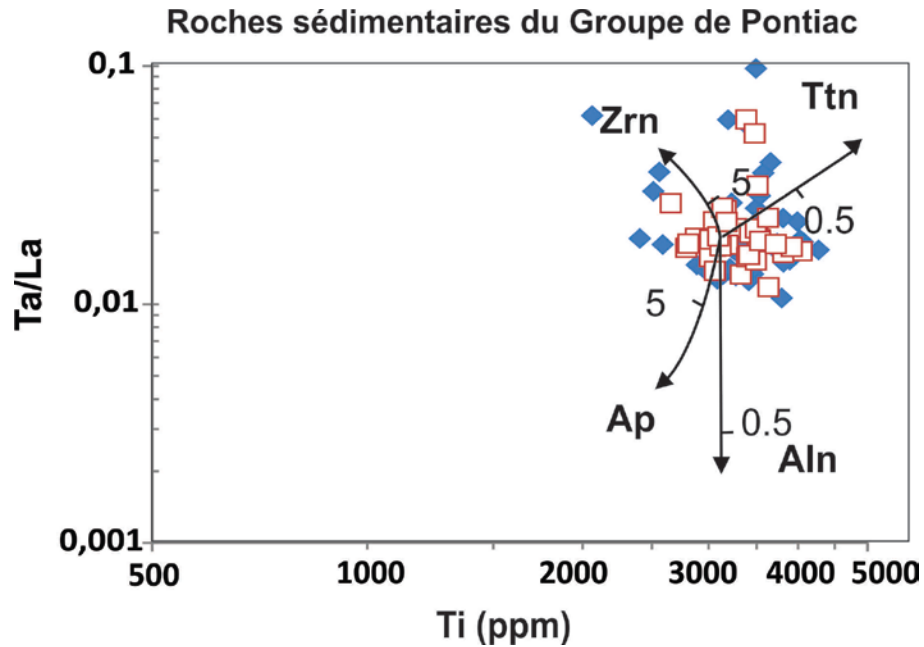
La figure suivante montre la variation des valeurs de l'anomalie de l'euporium par rapport aux concentrations en lanthane et, plus spécifiquement, la présence d'une anomalie positive en euporium dans certains échantillons de grès (**Figure 3.15**). Dans le cas des roches métasédimentaires du Groupe de Taïbi, l'enrichissement en euporium a été expliqué par l'ajout de précipités chimiques hydrothermaux à la composante siliciclastique (**LaFlèche et Camiré, 1996**).

Notez que lors de la sédimentation du Groupe de Pontiac, il est possible qu'un tel mécanisme ait été actif en modifiant localement la composition de l'eau de mer (ex. **Michard et Albarède, 1986; Bau et Dulski, 1999**). D'un autre côté, dans les échantillons du Groupe de Pontiac, l'anomalie en euporium ne corrèle pas avec le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $R^2 : \text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0,021$ ) ni avec le ratio  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R^2 : \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0.026$ ). Ceci implique la présence d'un autre mécanisme responsable du fractionnement de l'euporium et n'impliquant pas de fluides hydrothermaux. Par exemple, un mécanisme purement sédimentaire, comme l'enrichissement en quartz et ou l'accumulation de plagioclase pourrait diluer les abondances en terres rares et ainsi expliquer la chute des concentrations en  $\text{La}_N$  observée sur la **figure 3.15**. Notez que le plagioclase, provenant de roches mafiques archéennes, est souvent caractérisé par un pic positif en euporium en raison de la faible  $f.\text{O}_2$  des magmas réducteurs archéens. Ces conditions favorisent la substitution de  $\text{Eu}^{+2}$  avec  $\text{Sr}^{+2}$  et  $\text{Ca}^{+2}$  dans le plagioclase. L'enrichissement en plagioclase de certains grès pourrait ainsi expliquer l'enrichissement du rapport  $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$  (**Figure 3.15**).



**Figure 3.15.** Variation de l'anomalie en europium ( $Eu_N/Eu^*_N$ ) en fonction de l'abondance en lanthane normalisée aux chondrites-C1. Notez la présence d'une anomalie positive en europium dans les échantillons pauvres en lanthane.

La détermination de la provenance de roches sédimentaires anciennes requiert l'utilisation d'éléments traces comme les terres rares et les éléments à fort champ ionique comme le Nb, le Ta, le Zr et l'Hf. Afin de tirer des interprétations réalistes, sur la base de ces éléments, il faut vérifier l'importance du fractionnement hydraulique de minéraux lourds comme le zircon (phase riche en TR lourdes), l'apatite (phase riche en TR), la titanite (phase riche en Nb et Ta) et aussi l'allanite (phase riche en terres rares, U). Afin d'évaluer l'importance de ces processus, nous avons calculé des vecteurs représentant les trajectoires de fractionnement des éléments traces lors de l'ajout (accumulation) des principaux minéraux lourds contenus dans des sédiments. La dispersion des données géochimiques des roches du Pontiac suggère un fractionnement géochimique limité (**Figure 3.16**). Seul le zircon, pour de rares échantillons, pourrait être concentré ce qui pourrait impliquer des modifications géochimiques comme un enrichissement en TR lourdes de certaines roches.



**Figure 3.16.** Vecteurs d'accumulation de minéraux lourds comme l'apatite (Ap), l'allanite (Aln), la titanite (Ttn) et le zircon (Zrn). Les données pour l'apatite et l'allanite proviennent de **Fourcade et Allègre (1981)**, celles pour la titanite et le zircon de **Crichton et Condie (1993)**. Les subdivisions indiquées sur les vecteurs sont exprimées en %.

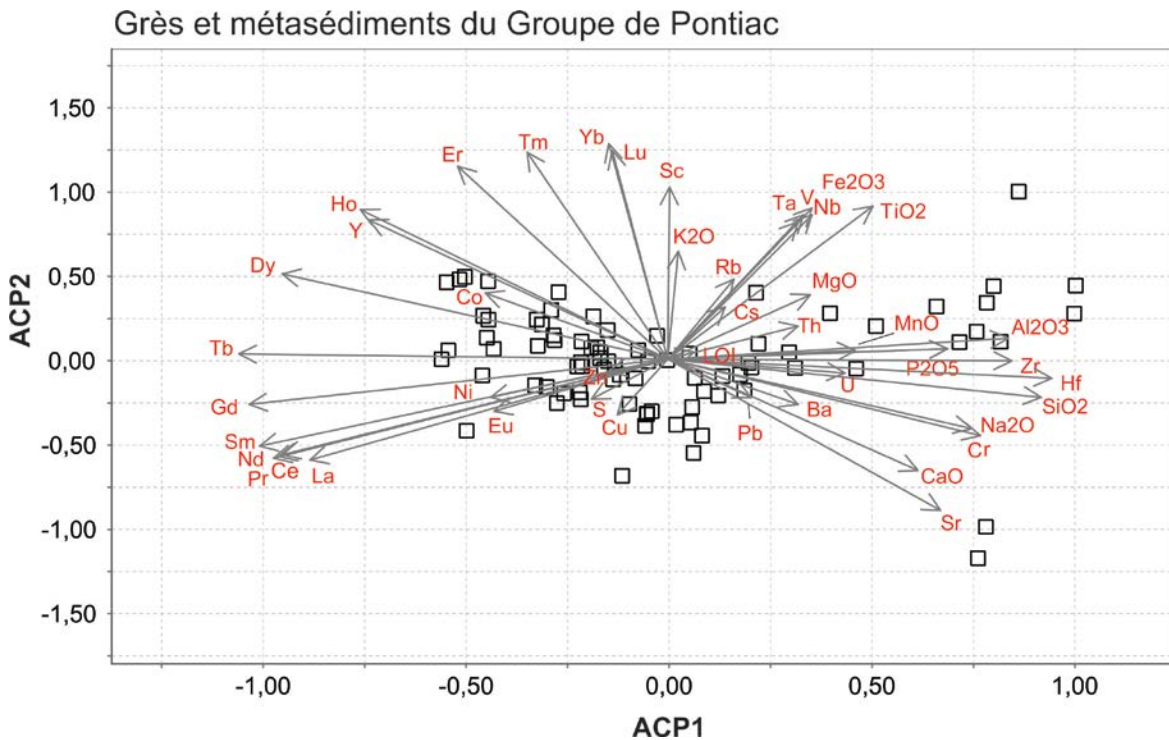
### 3.4.3 Analyse en composante principale

L'analyse en composante principale est une méthode d'analyse multivariée permettant d'obtenir des vues bidimensionnelles entre des variables provenant d'espaces de n-dimension et d'isoler les relations les moins auto-corrélées entre des variables (ex. **Davis, 2002**). Avec de grosses banques de données, comprenant de nombreux échantillons et de très nombreuses variables (éléments majeurs et traces), il faut minimiser le risque d'interférences entre des variables significatives et non significatives et aussi diminuer l'importance des variables très corrélées. Afin de préciser la nature probable des processus sédimentaires impliqués lors de la formation des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, nous avons réalisé une analyse en composante principale (ACP) en utilisant les données logarithmiques des éléments majeurs et traces transformées par rapport à leurs moyennes et écart-types respectifs (méthode de la variable centrée réduite). Cette méthode statistique consiste à soustraire la moyenne à une variable et à diviser le tout par son écart-type. Ceci permet d'obtenir des données géochimiques

indépendantes de l'unité choisie car les variables après transformation auront des moyennes et dispersions semblables.

L'analyse en composante principale, pour la population de roches du Groupe de Pontiac, indique que les facteurs ACP1 et ACP2 expliquent 46,5% de la variance géochimique observée. Les valeurs des axes ACP1 et ACP2 pour les variables (flèches) et celles recalculées pour l'espace des échantillons sont présentées sur la même figure afin de simplifier la présentation des données. La **figure 3.17** montre des regroupements particuliers pour des roches sédimentaires. Le regroupement de variables  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{P}_2\text{O}_5$ -Zr-Hf- $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}$ -Th, pour des valeurs positives d'axe ACP1, suggère la présence d'une composante de composition intermédiaire ou felsique dans les sédiments. La **figure 3.17** montre, pour des valeurs négatives d'axe ACP2, un regroupement de variables incluant le CaO, le Sr, le Ba et le Pb. Ce regroupement est constitué d'éléments divalents relativement solubles lors de l'intempérisme chimique des roches dans la région source. A l'opposé, le  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb et Cs se projettent pour des valeurs positives d'axe ACP2. Pour des degrés d'intempérisme chimique modérés à moyens, ces éléments monovalents peuvent se fixer aux argiles résiduelles des sols et être exportés vers le bassin sédimentaire lors de l'érosion mécanique des sols. Les variables Nb, Ta, V,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  sont regroupées le long de valeurs positives d'axes ACP1 et ACP2. Ceci suggère un contrôle de ces éléments par la présence d'oxydes de Fe-Ti. La **figure 3.17** montre que les terres rares sont fortement découplées avec les terres rares lourdes se projetant vers de hautes valeurs positives d'axe ACP2 et les terres rares légères se projetant le long de l'axe ACP1 et ce pour des valeurs très négatives. Étant donné l'absence de corrélation entre les terres rares lourdes et le Zr et Hf, il est peu probable que la ségrégation et ou l'accumulation de zircon (minéraux lourds) aient une grande importance dans l'évolution géochimique des grès du Groupe de Pontiac. Notez que dans de nombreux sédiments matures, l'accumulation de minéraux lourds comme le zircon explique l'enrichissement en terres rares lourdes et Hf des roches sédimentaires. Dans le cas des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, il serait possible que le regroupement observé de Ho, Y, Er, Tm, Yb et Lu témoigne d'un processus secondaire comme l'adsorption des terres rares lourdes sur les minéraux argileux comme les smectites et les illites. **Aagaard**

(1974) a clairement démontré, en laboratoire, une augmentation rapide de l'adsorption des terres rares sur les argiles en passant du La au Yb. Ceci a été ultérieurement démontré géochimiquement sur une multitude de type de roches et autres substrats argileux (Smith et al., 2017).

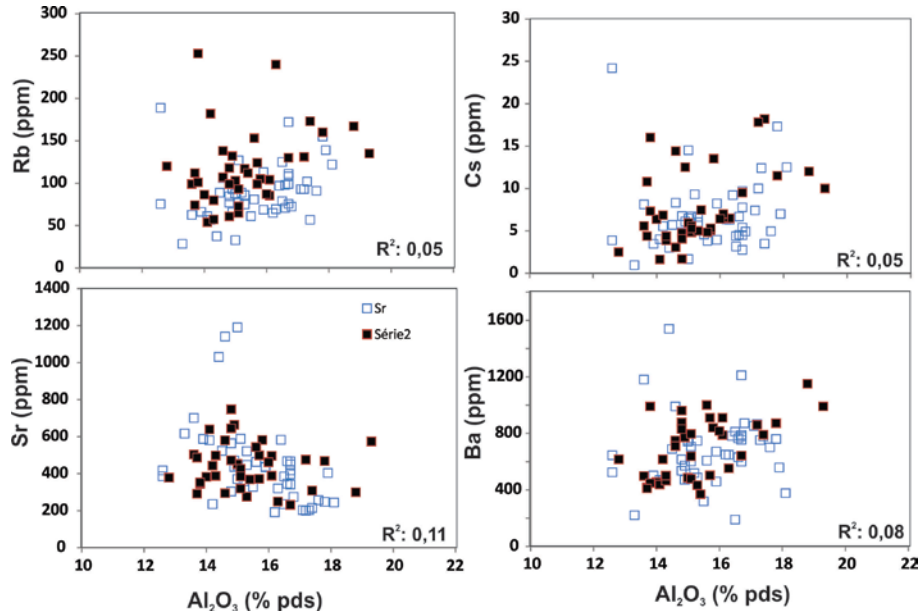


**Figure 3.17.** Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des échantillons du Groupe de Pontiac. Les données ont été transformées en log (base 10) et sont centrées-réduites avant le calcul de l'analyse en composante principale.

Les regroupements de variables, observés sur la **figure 3.17**, suggèrent surtout des processus d'intempérisme chimique relativement incomplets ainsi que de courtes distances de transports de sédiments immatures essentiellement monocycliques. Ceci implique que les variations géochimiques observées dans les échantillons du Groupe de Pontiac ne sont pas dominées par de simples mécanismes comme le tri granulométrique (et densitométrique) qui domine la signature géochimique de sédiments très matures et le plus souvent polycycliques (ex. sédiments riches en quartz de plateforme continentale).

### 3.4.4 Éléments alcalins et alcalino-terreux

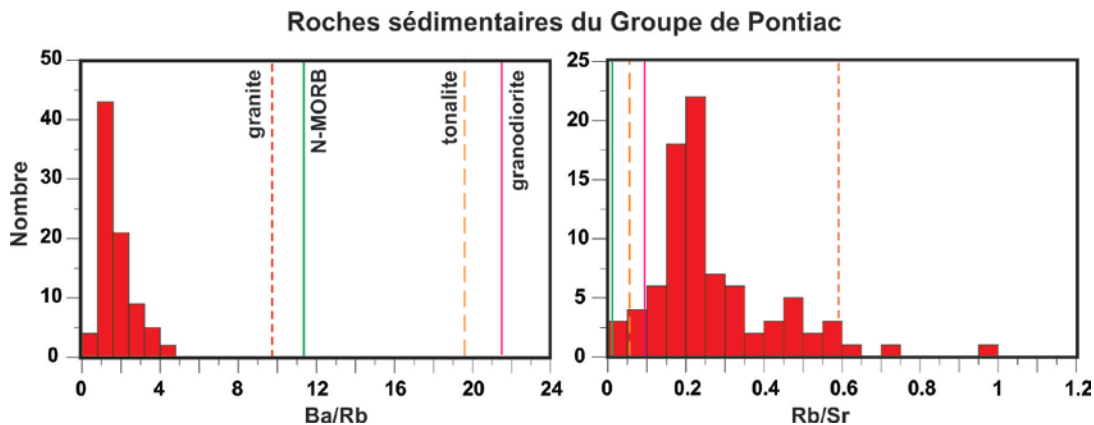
Les concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba, des roches du Groupe de Pontiac, varient considérablement (**Figure 3.18**). Ces éléments corrèlent peu avec les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des roches (**Figures 3.10 et 3.18**). De la même façon, à l'exception du Rb, le Sr, le Cs et le Ba corrèlent peu avec les concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$  ( $R^2_{\text{Cs-K}_2\text{O}}=0,14$ ;  $R^2_{\text{Ba-K}_2\text{O}}=0,16$ ;  $R^2_{\text{Sr-K}_2\text{O}}=0,20$ ). Ceci implique que la variation de proportions modales des argiles minéralogiques dans les sédiments du Pontiac n'est pas le principal mécanisme contrôlant la distribution de ces éléments. De plus, le Rb et le Sr sont très faiblement corrélés ( $R^2=0,07$ ) ce qui suggère que la région source des sédiments du Groupe de Pontiac a été affectée par de l'intempérisme chimique (ex. **Nesbitt et Young, 1989**).



**Figure 3.18.** Variation des concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba en fonction des concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des roches du Groupe de Pontiac. Les carrés bleus correspondent au wackes relativement massifs du secteur d'Angliers Nord (rivière des Outaouais) et les carrés noirs (avec bordures rouges) aux roches métasédimentaires plus métamorphisées et déformées des secteurs de Rollet, Rémigny et Nédelec.

Les histogrammes des rapports Ba/Rb et Rb/Sr montrent des distributions d'éléments traces distinctes de celles de roches sédimentaires qui seraient issues de sources glaciaire ou désertique non affectées par de l'intempérisme chimique. Dans ce type de sources non altérées, les sédiments devraient refléter des rapports Ba/Rb et Rb/Sr semblables à ceux

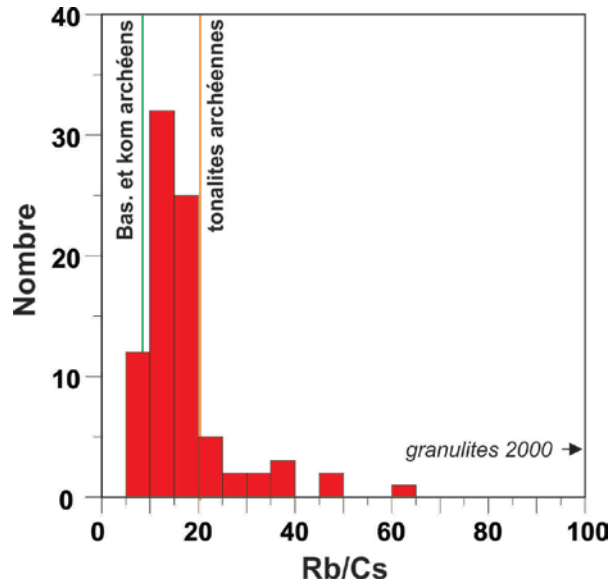
des roches présentes dans la source sédimentaire (ex. basalte, granite, tonalite, granodiorite) (**Figure 3.19**). Les faibles valeurs du rapport Ba/Rb et les hautes valeurs du rapport Rb/Sr des sédiments du Groupe de Pontiac impliquent des processus sédimentaires impliquant, entre autres, de l'intempérisme chimique (**Figure 3.19**). Ce processus fractionne les éléments alcalins et alcalino-terreux car des éléments comme le Rb sont plus stables dans les profils d'altération et sols et d'autres, comme le Sr et le Ba (cations divalents), tendent à être lessivés par les eaux de drainage des sols (ex. **Babechuk et al., 2014**). L'érosion mécanique de ces profils d'altération de sol produit des sédiments avec des rapports Rb/Sr enrichis et Ba/Rb appauvris par rapport aux compositions des roches sources ignées.



**Figure 3.19.** Histogrammes des rapports Ba/Rb et Rb/Sr des roches du Groupe de Pontiac. Les valeurs moyennes de basaltes juvéniles (n-morb), de tonalites, de granodiorites et de granites archéens (**McDonough et Sun, 1995; Wedepohl, 1995**) sont indiquées afin de souligner l'importance des processus d'intempérisme chimique des régions sources lors de la formation des sédiments du Groupe de Pontiac.

Les roches du Groupe de Pontiac sont caractérisées par de faibles valeurs Rb/Cs ( $17,3 \pm 9,5$ ). Dans l'ensemble, les valeurs Rb/Cs de ces roches tombent entre celles de basaltes et komatiites archéens (**McDonough et al., 1987**) et celles de tonalites archéennes (**Wedepohl, 1995**) (**Figure 3.20**). Étant donné que ces éléments se comportent d'une façon semblable durant l'intempérisme chimique et la sédimentation, les valeurs du rapport Rb/Cs semblent indiquer la présence de différents types de roches ignées dans la source des sédiments du Pontiac. La présence de terrains de haut grade métamorphique

(ex. granulites) dans la source des sédiments du Pontiac est toutefois improbable compte tenu des faibles rapports Rb/Cs observés dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Notez que le rapport Rb/Cs peut atteindre 2000 dans des terrains granulitiques (Hart et Reid, 1991).



**Figure 3.20.** Histogrammes des valeurs du rapport Rb/Cs des roches du Groupe de Pontiac. Les valeurs moyennes de basaltes et komatiites archéens et de tonalites archéennes proviennent de **McDonough et al. (1987)** et de **Wedepohl (1995)**.

### 3.4.5 Éléments à fort champ ionique, actinides et Pb

Les corrélations entre les concentrations en HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) et le SiO<sub>2</sub> sont faibles dans les roches du Groupe de Pontiac ( $R^2 < 0,174$ ) (**Figures 3.10 et 3.21**). Dans les sédiments modernes à haute maturité minéralogique, ces éléments corrèlent avec le SiO<sub>2</sub> en raison d'une forte libération des minéraux lourds (zircon, ilménite, rutile, monazite) de la matrice des fragments lithiques et d'une ségrégation densitométrique des minéraux lourds et des minéraux légers lors du transport sédimentaire. Dans le cas des roches du Groupe de Pontiac, il n'y a pas de corrélations avec le Nb (ou le Ta) et ce même en utilisant l'analyse en composante principale (**Figure 3.17**). Toutefois, la faible corrélation observée entre Zr-Hf et SiO<sub>2</sub> (**Figure 3.10**) est mieux précisée par l'analyse en composante principale qui montre une association SiO<sub>2</sub>-Zr (**Figure 3.17**). Ceci

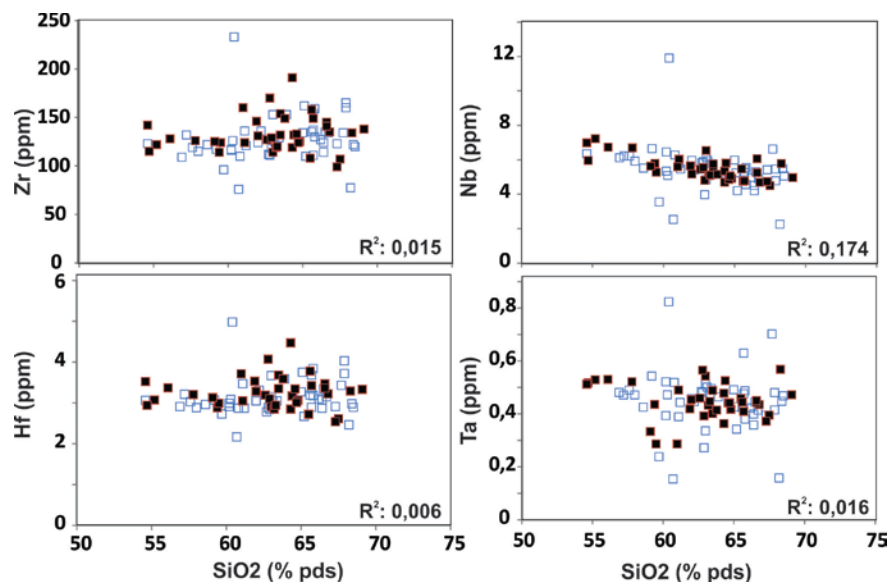


suggère que pour certaines roches du Groupe de Pontiac, du zircon se soit concentré avec le quartz dans des échantillons légèrement plus matures.

Pour les roches du Groupe de Pontiac, le thorium a un comportement similaire aux autres HFSE et montre une très faible corrélation avec le  $\text{SiO}_2$  ( $R^2: \text{SiO}_2\text{-Th} = 0,0001$ ) et l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R^2: \text{Al}_2\text{O}_3\text{-Th} = 0,0326$ ) (**Figure 3.10**). L'uranium montre également une très faible corrélation avec le  $\text{SiO}_2$  ( $R^2: \text{SiO}_2\text{-U} = 0,0243$ ) et l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R^2: \text{Al}_2\text{O}_3\text{-U} = 0,002$ ). Ces faibles corrélations suggèrent que ces éléments étaient probablement associés à la présence de grains lithiques faiblement désagrégés en raison d'une intensité d'intempérisme chimique modéré et d'un transport sédimentaire limité.

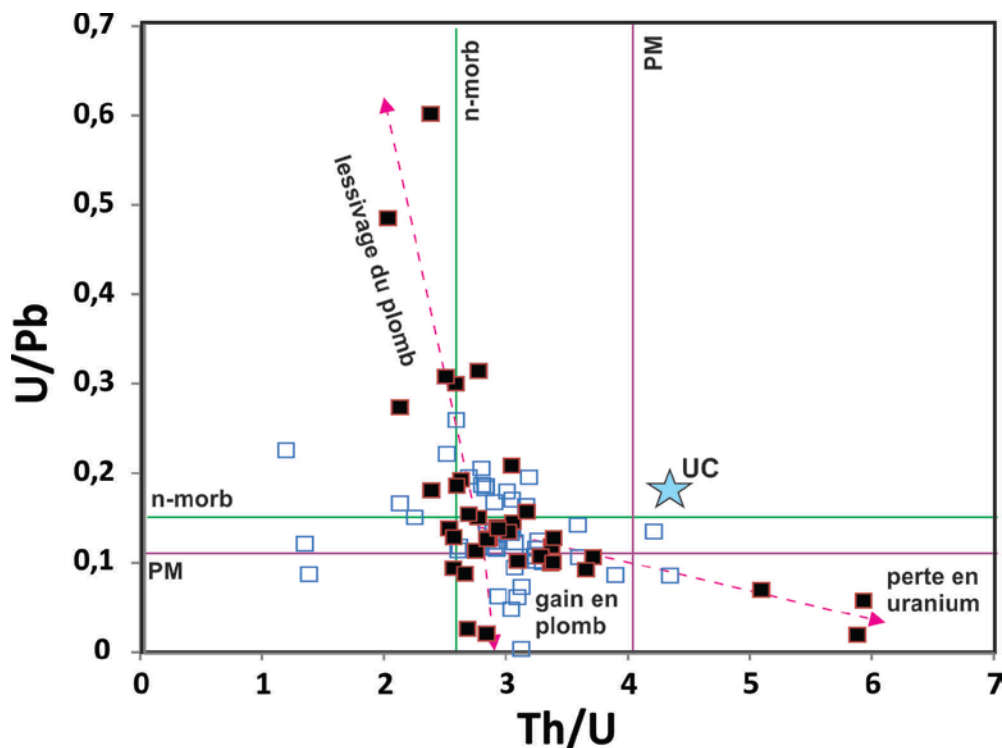
Les roches du Groupe de Pontiac montrent un faible rapport Th/U ( $2,98 \pm 0,72$ ) (**Figure 3.22**) qui suggère, comme pour les faibles valeurs du rapport Rb/Cs, l'absence de granulites dans la région source des sédiments. Notez que les terrains métamorphisés de la croûte archéenne peuvent montrer de hautes valeurs Th/U en raison d'un lessivage de l'uranium par les fluides de déshydratation métamorphique (*Archean Lower Crust* : Th/U = 8,4 : **Weaver et Tarney, 1984**).

Dans les roches du Groupe de Pontiac, les valeurs du rapport Th/U sont de plus inférieures à celles estimées pour la croûte supérieure moderne (UC) et la croûte supérieure archéenne (Th/U = 3,76; **Condie, 1993**). Cette différence ne devrait pas être attribuable à un fractionnement du Th par rapport à U pendant l'intempérisme chimique car les conditions d'oxydo-réduction de surface étaient réductrices à l'Archéen. Sous ces conditions, l'uranium n'était pas soluble et demeurait, comme le Th, dans le profil d'altération des sols.



**Figure 3.21.** Variation des concentrations en HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) en fonction des concentrations en SiO<sub>2</sub> des roches du Groupe de Pontiac. Les carrés bleus correspondent au wackes relativement massifs du secteur d'Angliers Nord et les carrés noirs (avec bordures rouges) aux roches plus métamorphisées des secteurs de Rollet, de Rémigny et de Nédelec.

Le diagramme U/Pb vs Th/U permet de discuter de la nature des processus probablement impliqués dans le fractionnement des actinides et du plomb (**Figure 3.22**). Par exemple, les cinq échantillons de roches sédimentaires avec des ratios Th/U > à 4 sont probablement affectés par un lessivage de l'uranium. Les échantillons les plus appauvris en U (Th/U > à 5) correspondent à des roches du Groupe de Pontiac plus métamorphisées et situées près de masses batholitiques. La proximité des masses intrusives semble également influencer le rapport U/Pb comme le suggère la trajectoire des échantillons ayant un rapport U/Pb > à 0,25 (**Figure 3.22**). A l'opposé, 6 échantillons de roches du Groupe de Pontiac montrent de faibles rapports U/Pb suggérant un enrichissement en Pb car le rapport Th/U de ces roches est normal. Ces observations suggèrent une mobilité relativement importante du plomb dans les roches du Groupe de Pontiac et plus spécifiquement en se rapprochant des masses intrusives granitiques. Ceci est compatible avec de nombreuses évidences d'ouverture des systèmes isotopiques du Pb dans les roches du Témiscamingue (ex. **Carignan et al., 1993**).



**Figure 3.22.** Diagramme U/Pb vs Th/U des roches du Groupe de Pontiac. Notez la présence d'échantillons lessivés en U et d'autres en Pb. Ces échantillons anormaux sont plus fréquents dans les métasédiments situés en bordure des masses batholitiques.

### 3.5 DISCUSSION ET CONCLUSION

#### 3.5.1 Effets de l'intempérisme chimique et du transport sédimentaire sur la composition des roches du Groupe de Pontiac

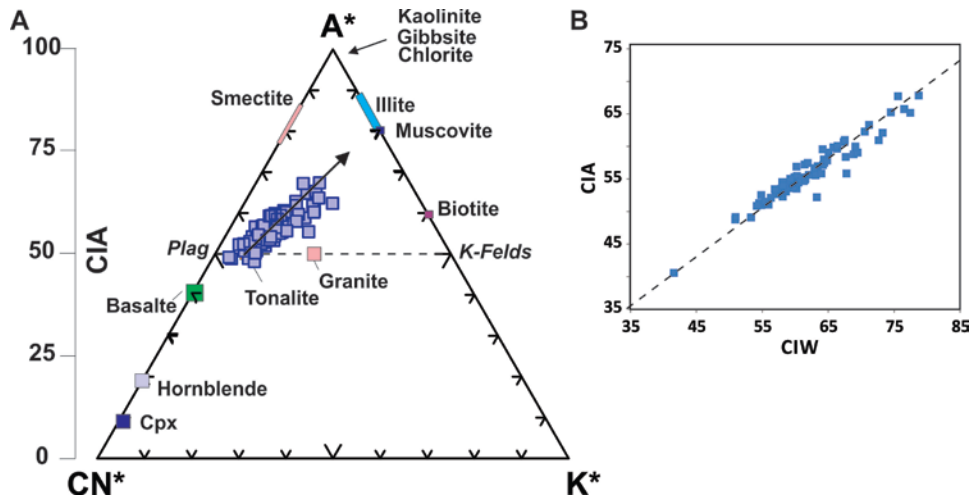
##### 3.5.1.1 Intempérisme chimique de la source

La composition chimique des roches sédimentaires dépend principalement de la composition et des conditions d'intempérisme de la région source des sédiments (Nesbitt et Young, 1989; Condie, 1993; Nesbitt et al., 1996). L'intempérisme est un paramètre critique à considérer dans l'étude géochimique de sédiments récents ou anciens (Buggs, 2009; Bahlburg et Dobrzinski, 2011). Selon l'intensité des processus géochimiques et minéralogiques impliqués lors de l'intempérisme, qui est fonction des conditions climatiques, la composition des matériaux de surface (sols, latérites, saprolites) peut différer drastiquement de la composition initiale des roches de surface (Nesbitt et Young, 1989; Panahi et al, 2000). Lors de la formation d'un profil

d'altération d'intempérisme, les réactions de dissolution congruentes ou incongruentes des minéraux des roches produisent un fractionnement de plusieurs éléments majeurs et traces dans le profil d'altération. En fonction de l'accroissement progressif de l'altération, les sols deviennent de plus en plus appauvris en cations divalents solubles comme la  $\text{Ca}^{2+}$ , le  $\text{Sr}^{2+}$ , le  $\text{Ba}^{2+}$  et ( $\pm \text{Mg}^{+2}$ ) et relativement enrichi en éléments comme le Fe, K, Rb, Th et REE qui sont fortement associés aux argiles, oxydes, hydroxydes et aussi à des minéraux insolubles comme le zircon, la monazite, la chromite. La mobilité du fer, faible en milieu oxydant, peut être élevée en contexte d'atmosphère et d'hydrosphère réductrices (ex. **Sekine et al., 2011**). Ces conditions réductrices prévalaient à l'Archéen, et donc à l'époque de sédimentation du Groupe de Pontiac, comme en témoigne les calculs et modélisations de **Hao et al. (2017)** suggérant la présence d'une atmosphère anoxique caractérisée par de faibles valeurs de  $p\text{O}_2$  ( $10^{-5}$  à  $10^{-13}$  bars). Ces estimations sur les conditions réductrices archéennes sont compatibles avec l'observation de roches sédimentaires archéennes (conglomérats) contenant de la sidérite, de la pyrite et de l'uraninite détritique (**Frimmel, 2005, 2014**). Ces processus sédimentaires en milieu réducteur sont de plus responsables de la formation des gîtes aurifères de type Witwatersrand associés à environ 30% de la production d'or mondiale (**Whymark et Frimmel, 2017**).

**Nesbitt and Young (1982)** ont proposé l'utilisation de l'indice chimique d'altération (CIA), ou  $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}])$  pour évaluer l'intensité des processus de météorisation chimique des régions sources de sédiments. Pour cet indice d'altération, les concentrations élémentaires sont exprimées en proportion molaire et le  $\text{CaO}^*$  représente la fraction associée à la composante silicatée. De hautes valeurs de CIA indiquent un intempérisme chimique semblable à celui affectant les régions inter-tropicales tandis que de faibles valeurs suggèrent des processus d'intempérisme chimique limités et typiques de régions froides et ou arides (**Nesbitt et al., 1996**). Pour les roches du Groupe de Pontiac, l'examen pétrographique, le test d'effervescence à l'acide (HCl) et les faibles valeurs de PAF démontrent que les quantités de carbonates sont négligeables dans les roches échantillonnées. Ceci permet l'utilisation des concentrations en CaO pour le calcul de l'indice CIA. De plus, le CaO contenu dans l'apatite des roches doit être soustrait avant de calculer la valeur de l'indice d'un

échantillon. Pour les roches du Groupe de Pontiac, nous avons soustrait le CaO contenu dans l'apatite mais cette correction est négligeable compte tenu des faibles abondances et de la faible variabilité des concentrations en  $P_2O_5$  dans les roches sédimentaires du Pontiac ( $\% P_2O_5 = 0,14 \pm 0,03$ ). Pour des régions sources gneissiques et granitiques relativement évoluées, l'indice CIA est particulièrement efficace pour documenter les types d'altérations d'intempérisme ou le CaO,  $Na_2O$  et à un degré moindre le  $K_2O$  diminuent en concentrations lorsque l'intensité des processus d'intempérisme augmente. Des valeurs de CIA, de l'ordre de 50%, témoignent généralement de conditions climatiques froides ou arides (**Fedo et al., 1995**). Pour le Groupe de Pontiac, l'indice CIA varie de 41 à 68 pour une moyenne de  $56 \pm 4,5$ . Ceci suggère un contexte d'intempérisme chimique généralement modéré à moyen mais tout de même inférieur aux valeurs de 68 à 77 observées dans des turbidites de l'Archéen supérieur (**Legault et Hattori, 1994**). La **figure 3.23** montre la distribution des échantillons du Groupe de Pontiac dans l'espace  $A^*$ ,  $CN^*$  et  $K^*$  du triangle de **Nesbitt et Young (1984)**. Les échantillons les moins affectés par l'intempérisme chimique tombent près de la droite reliant le plagioclase (Plag) et le feldspath potassique (K-Felds). La **figure 3.23** suggère que la région source des sédiments du Pontiac a été affectée par de l'intempérisme chimique d'intensité modérée à moyenne. De plus, les données indiquent une dispersion vers le pôle de l'illite (muscovite) avec l'accroissement de l'intensité de l'intempérisme. Cette tendance souligne probablement des variations locales du taux d'intempérisme à l'époque de sédimentation du Pontiac. D'un autre côté, parfois, un enrichissement métasomatique diagénique tardif peut enrichir les sédiments en  $K_2O$ . Dans ce cas, il est préférable d'utiliser un autre indice d'altération ne tenant pas en compte le  $K_2O$ . La **figure 3.23b** montre la relation entre les valeurs de CIA et les valeurs de l'indice CIW (Chemical Index of Weathering; **Harnois, 1988**). Cette relation suggère que l'indice CIA reflète bien l'intensité de l'intempérisme chimique ayant affecté la ou les régions sources du Pontiac. Notez que l'indice CIW est calculé sur une base de proportions molaires à partir de l'équation  $CIW = 100 * ((Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)))$  (avec  $CaO^* = CaO$  de la fraction silicatée).



**Figure 3.23.** A) Diagramme A-CN-K de Nesbitt et Young (1984) basé sur l'utilisation des proportions molaires de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ . Les concentrations en  $\text{CaO}^*$  sont calculées en soustrayant la proportion de  $\text{CaO}$  contenu dans l'apatite. Le diagramme combine l'ensemble des données de roches sédimentaires du Groupe de Pontiac au Témiscamingue. Notez la trajectoire du vecteur d'altération et l'intensité significative de l'intempérisme ayant affecté la région source des sédiments. B) Diagramme CIA vs CIW (Chemical Index of Weathering; Harnois, 1988) permettant de vérifier que les valeurs calculées de l'indice CIA dans les roches du Groupe de Pontiac reflètent surtout l'intensité de l'intempérisme chimique et non un enrichissement métasomatique tardif en  $\text{K}_2\text{O}$  relié à des processus diagénétiques.

Quoique généralement très utilisé dans la littérature scientifique, l'indice CIA, les triangles de Nesbitt and Young (1984) et d'autres indices comme le CIW (Harnois, 1988) ne tiennent en compte que de deux à quatre éléments majeurs et négligent des éléments importants comme le  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et le  $\text{TiO}_2$ . Ceci est d'autant plus problématique que des composantes volcaniques mafique ou ultramafique sont souvent présentes dans la source de sédiments archéens (ex. Camiré et al., 1993b, LaFlèche et al., 1996; Toulkeridis et al., 1999). De plus, l'indice CIA assume que  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  et le  $\text{K}_2\text{O}$  résident initialement dans les feldspaths (plagioclase et feldspath potassique). Si d'autres phases minérales sont présentes dans la roche source, et contiennent ces éléments (ex. amphibole), l'interprétation de l'indice peut devenir problématique. Dans ce cas, les variations des valeurs observées de CIA et la projection des échantillons dans l'espace A-CN-K peuvent s'expliquer en partie par des contrastes de types de roches dans

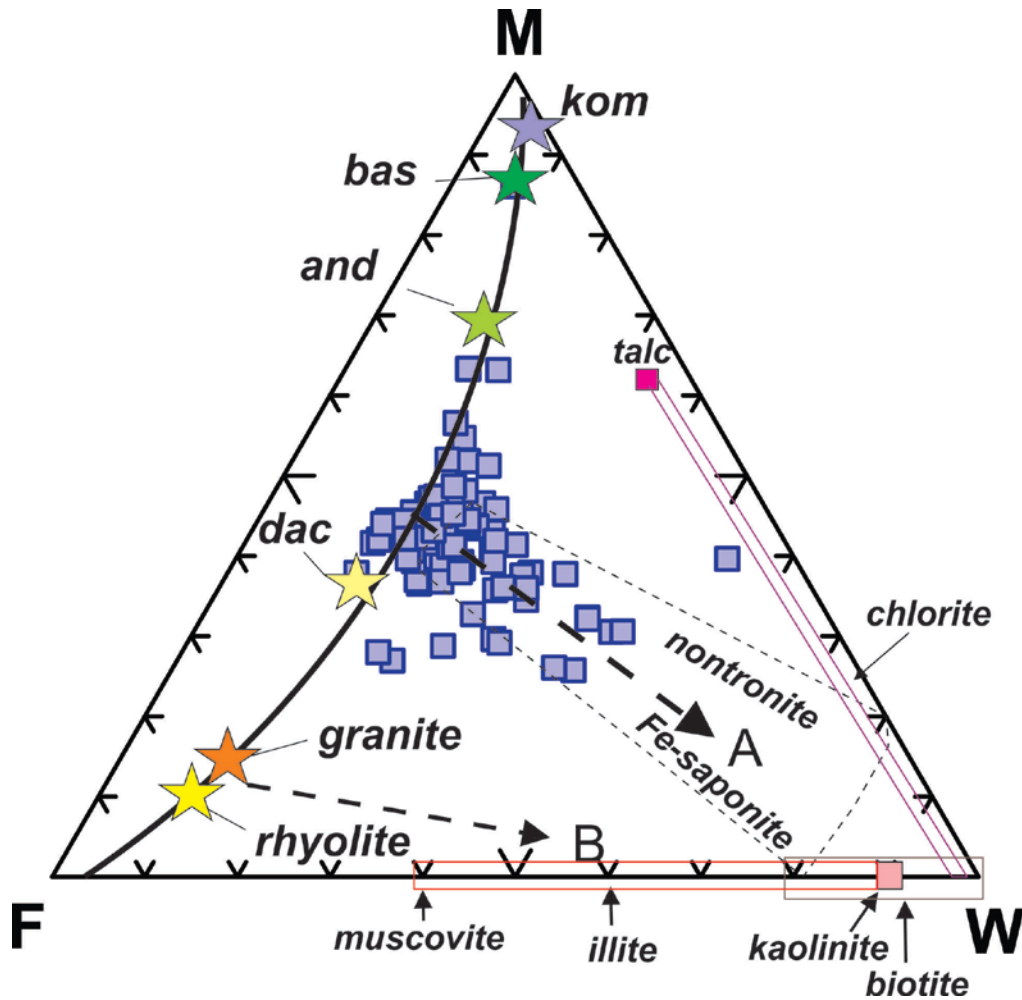
la ou les régions sources des sédiments (**Price et Velbel, 2003**). Pour minimiser ce problème, et afin de pouvoir étudier des contextes géologiques variés, souvent riches en roches volcaniques, **Ohta et Arai (2007)** ont proposé une nouvelle méthode basée sur une approche multivariée et tenant en compte de huit oxydes d'éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ ). Les résultats des travaux de **Ohta et Arai (2007)** ont permis de produire un nouveau triangle (**FMW**) permettant d'évaluer l'importance de l'intempérisme chimique (pôle **W**) tout en considérant la variabilité reliée aux caractéristiques primaires des roches présentes dans les régions sources sédimentaires (ex : roches ultramafiques, mafiques et felsiques) (pôle **F** : roches felsiques; pôle **M** : roches mafiques et ultramafiques) (**Figure 3.24**).

Les pôles **M**, **F** et **W** du triangle de **Ohta et Arai (2007)** sont calculés de la façon suivante :

$$\mathbf{M} = -0.395 \cdot \ln[\text{SiO}_2] + 0.206 \cdot \ln[\text{TiO}_2] - 0.316 \cdot \ln[\text{Al}_2\text{O}_3] + 0.160 \cdot \ln[\text{Fe}_2\text{O}_3] + 0.246 \cdot \ln[\text{MgO}] + 0.368 \cdot \ln[\text{CaO}^*] + 0.073 \cdot \ln[\text{Na}_2\text{O}] - 0.342 \cdot \ln[\text{K}_2\text{O}] + 2.266$$

$$\mathbf{F} = 0.191 \cdot \ln[\text{SiO}_2] - 0.397 \cdot \ln[\text{TiO}_2] + 0.02 \cdot \ln[\text{Al}_2\text{O}_3] - 0.375 \cdot \ln[\text{Fe}_2\text{O}_3] - 0.243 \cdot \ln[\text{MgO}] + 0.079 \cdot \ln[\text{CaO}^*] + 0.392 \cdot \ln[\text{Na}_2\text{O}] + 0.333 \cdot \ln[\text{K}_2\text{O}] - 0.892$$

$$\mathbf{W} = 0.203 \cdot \ln[\text{SiO}_2] + 0.191 \cdot \ln[\text{TiO}_2] + 0.296 \cdot \ln[\text{Al}_2\text{O}_3] + 0.215 \cdot \ln[\text{Fe}_2\text{O}_3] - 0.002 \cdot \ln[\text{MgO}] - 0.448 \cdot \ln[\text{CaO}^*] - 0.464 \cdot \ln[\text{Na}_2\text{O}] + 0.008 \cdot \ln[\text{K}_2\text{O}] - 1.374$$



**Figure 3.24.** Diagramme F-M-W montrant la variation de l'intensité de l'intempérisme chimique (pôle W) lors de la formation des sédiments du Groupe de Pontiac. Les pôles M et F représentent les compositions ignées mafiques et ultramafiques (M) et felsiques (F). Le pôle W mesure l'intensité de l'intempérisme chimique affectant les roches sources (Ohta et Arai (2007); Awasthi (2017)).

Les données du Groupe de Pontiac, présentées dans le triangle FMW, montrent un regroupement de points intersectant la courbe des roches ignées dans des compositions relativement évoluées (andésites-dacites). Toutefois, les données ne suggèrent pas la présence de roches felsiques évoluées (rhyolites ou granites) lors de la formation des sédiments des roches du Groupe de Pontiac. Les échantillons les plus affectés par le processus d'intempérisme chimique se distribuent selon le vecteur A (Figure 3.24) et en direction du pôle d'altération W. Ceci confirme l'importance des processus



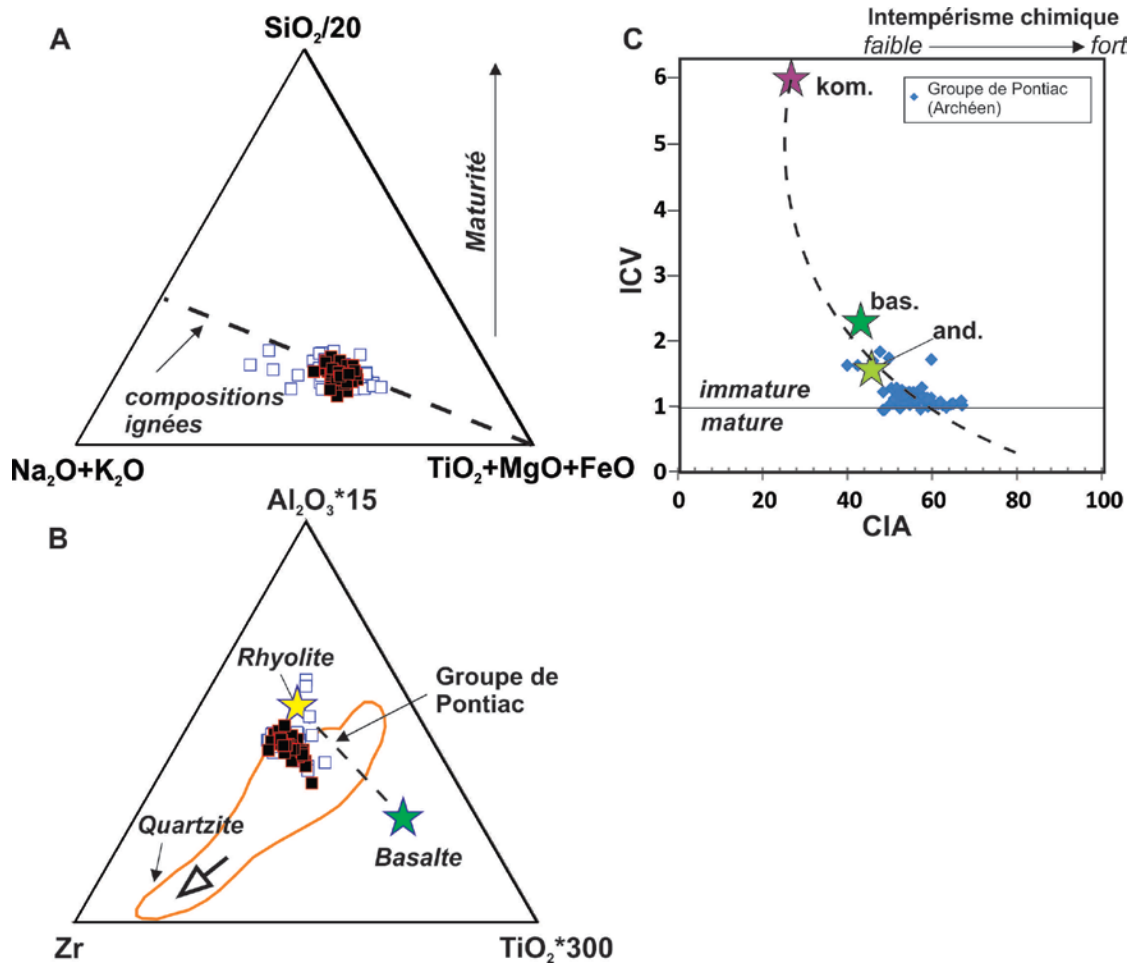
d'intempérisme chimique dans la région source à l'époque de formation des sédiments du Pontiac. La tendance géochimique, observée sur la **figure 3.24**, est intéressante car les échantillons du Groupe de Pontiac tombent à l'intérieur du champ des nontronites et saponites riches en fer. Ces minéraux, du groupe des smectites, sont associés à l'intempérisme de roches volcaniques. Les travaux de modélisation de **HaO et al. (2017)**, arrivent à la conclusion qu'à l'Archéen, les conditions physico-chimiques des eaux de surface (pH 6,3; eau riche en  $\text{HCO}_3^-$  et avec rapport  $(\text{Mg}+\text{Fe}) / (\text{Ca}+\text{Na})$  élevé ont favorisées la formation d'argiles de type nontronite (saponite riche en fer), de kaolinite et de calcédoine ( $\text{SiO}_2$ ) lors de l'altération de roches basaltiques et de beidellite riche en fer (groupe des smectites) et de calcédoine lors de l'altération de terrains tonaliques et ou de roches volcaniques felsiques apparentées (TTG). La dispersion des données des roches du Groupe de Pontiac dans le champ des smectites riches en fer est compatible avec ces processus d'intempérisme chimique typiquement archéens.

### ***3.5.1.2 Maturité minéralogique des sédiments du Groupe de Pontiac***

En plus de l'intempérisme chimique, la composition en éléments majeurs et traces des sédiments est contrôlée par des processus sédimentologiques reliés au mode de transport des sédiments. Le granoclassement, en fonction de la taille et de la densité des particules, est un paramètre critique à considérer surtout dans le cas de sédiments matures. Par exemple, lors d'une sédimentation sur une plateforme continentale stable, le transport sédimentaire sur de longues distances va produire des sédiments grossiers riches en quartz et minéraux lourds (zircon, monazite, ilménite, chromite) (ex. **Garzanti et al., 2011**). A l'opposé, dans des conditions d'intempérisme chimique limitées (faible degré de libération des minéraux présents dans les fragments lithiques) et lors de courtes distance de transport de sédiments, l'interprétation de la géochimie des sédiments devient plus complexe (**Garçon et al., 2017**). De par la nature même des grauwackes, l'abondance des fragments lithiques ignés (volcaniques, intrusifs) variablement altérés et la présence d'une matrice souvent riche en argiles rend difficile le fractionnement granulochimique des minéraux lourds et légers.

Sur le triangle  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 / 20 - \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO}$  de **Kroonenberg (1994)** (**Figure 3.25a**), les roches du Groupe de Pontiac tombent le long de la droite des roches

ignées. De la même façon, sur le triangle Zr-  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 15$  -  $\text{TiO}_2 \cdot 300$  de **Garcia et al. (1994)**, les roches du Groupe de Pontiac tombent près d'une droite reliant des compositions de roches sources basaltique et rhyolitique. Ceci suggère une très faible maturité des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Cette interprétation est aussi corroborée par des valeurs d'indice **ICV (Cox et al., 1995)** supérieures à 1 (**Figure 3.25c**). Notez que les roches sédimentaires ayant un indice **ICV** > 1 sont considérées comme immatures et sont généralement associées à un premier cycle de sédimentation dans des zones tectoniquement actives. D'un autre côté, celles avec des indices **ICV** < 1 sont généralement matures (**Cox et al., 1995**). Ces dernières sont généralement sédimentées dans des environnements tectoniques stables comme des environnements de marges passives comme celui associé à la sédimentation du Groupe d'Ecce du Supergroupe du Karoo en Afrique du Sud (**Baiyegunhi et al., 2017**). Dans ces contextes de marges passives, le recyclage des sédiments est plus important.



**Figure 3.25.** A) Diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2/20 - \text{TiO}_2+\text{MgO}+\text{FeO}$  de **Kroonenberg (1994)** permettant d'évaluer la maturité minéralogique des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. La projection des échantillons du Pontiac près de la ligne des roches ignées indique une maturité négligeable. B) Diagramme  $(\text{Al}_2\text{O}_3*15)- (\text{Zr})-(\text{TiO}_2*300)$  modifié de **Garcia et al. (1994)**. Le champ représente le domaine des roches sédimentaires paléozoïques. L'augmentation de la maturité des grès est indiquée par la flèche qui pointe vers des compositions de quartzites. Les échantillons du Groupe du Pontiac tombent près de la courbe des roches ignées (basalte-rhyolite) ce qui suggère une faible maturité. C) diagramme ICV (Index of Compositional Variability) vs CIA (**Cox et al., 1995**) montrant la nature immature des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac.  $\text{ICV} = ([\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2]/\text{Al}_2\text{O}_3)$ .

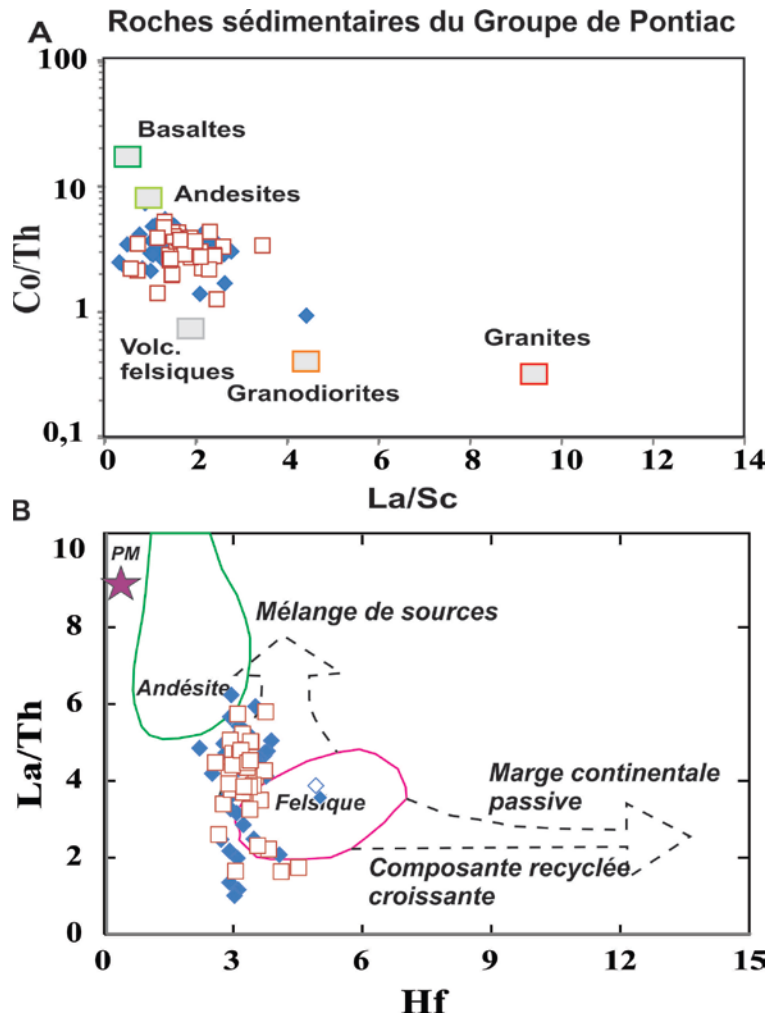
### 3.5.1.3 Provenance sédimentaire

Établir la provenance sédimentaire de roches sédimentaires archéennes couvrant une aussi grande superficie que celles du Groupe de Pontiac est un problème difficile à réaliser. L'analyse des grains de quartz, de feldspaths et de fragments lithiques, telle que suggérée par **Dickinson (1985)**, est virtuellement impossible en raison de l'instabilité des grains de feldspaths et des fragments ignés lithiques lors du métamorphisme régional et de la déformation des roches. L'analyse modale ne pouvant être concluante, l'approche nécessite l'utilisation de la géochimie des éléments majeurs et traces et aussi la géochimie isotopique et la géochronologie U/Pb des zircons détritiques contenus dans les roches sédimentaires.

Tel que démontré dans la section sur l'intempérisme chimique, les roches sédimentaires du Groupe du Pontiac semblent provenir d'une source de composition intermédiaire. L'intensité de l'intempérisme chimique étant généralement modéré et la maturité minéralogique faible, ces roches sédimentaires sont idéales pour réaliser une étude de provenance. Dans un premier temps, le diagramme ternaire FMW (**Figure 3.24**) indique que les échantillons, dérivés de régions sources moins altérées du Pontiac, tombent sur la courbe des roches ignées entre les compositions d'andésites et de dacites.

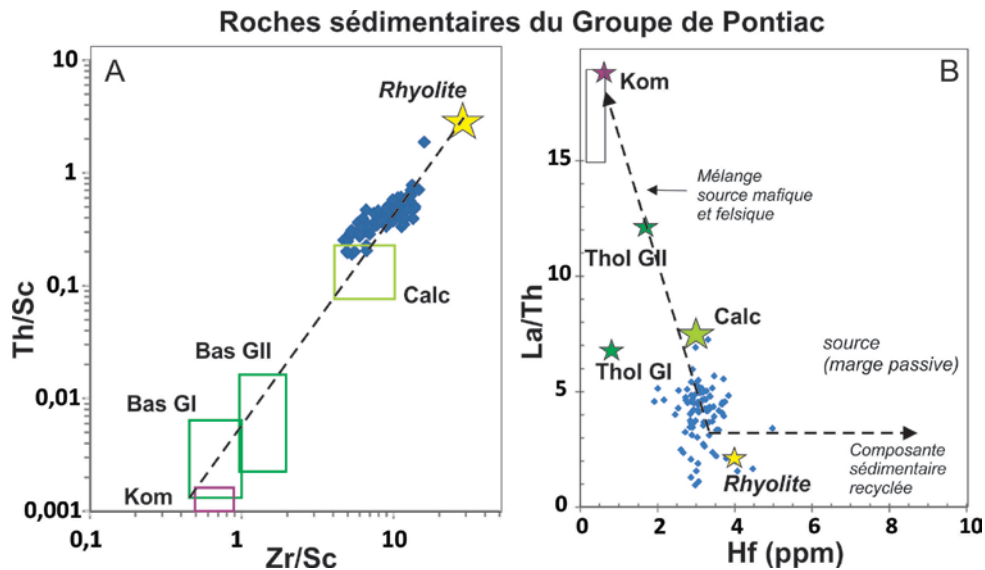
Sur la base d'éléments traces relativement insolubles et stables, comme le Sc, le Co, le Th et le La, les rapports Co/Th et La/Sc des roches du Groupe de Pontiac suggèrent également la présence de sources de compositions intermédiaires (entre des andésites et des rhyolites) (**Figure 3.26a**). Cette observation est importante car la géochimie de ces éléments traces confirme les conclusions géochimiques provenant de l'utilisation d'éléments majeurs. Le diagramme La/Th vs Hf est aussi utile pour préciser la provenance car il permet de souligner la nature monocyclique ou polycyclique de roches sédimentaires (**Figure 3.26b**). Notez que des sédiments matures polycycliques auront, en plus de hautes concentrations en SiO<sub>2</sub>, des concentrations plus élevées en Zr et Hf en raison de l'accumulation de zircons dans ces sédiments. Pour les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac, ce diagramme montre clairement l'absence de composantes recyclées (**Figure 3.26b**).

Dans le cas de sédiments immatures (sans composantes sédimentaires recyclées), l'interprétation de provenance est plus simple et peut être évaluée en utilisant l'axe La/Th du diagramme de **Floyd et Leveridge (1989)**. Pour les roches du Groupe de Pontiac, une source de composition intermédiaire est également indiquée sur ce diagramme (**Figure 3.26b**).

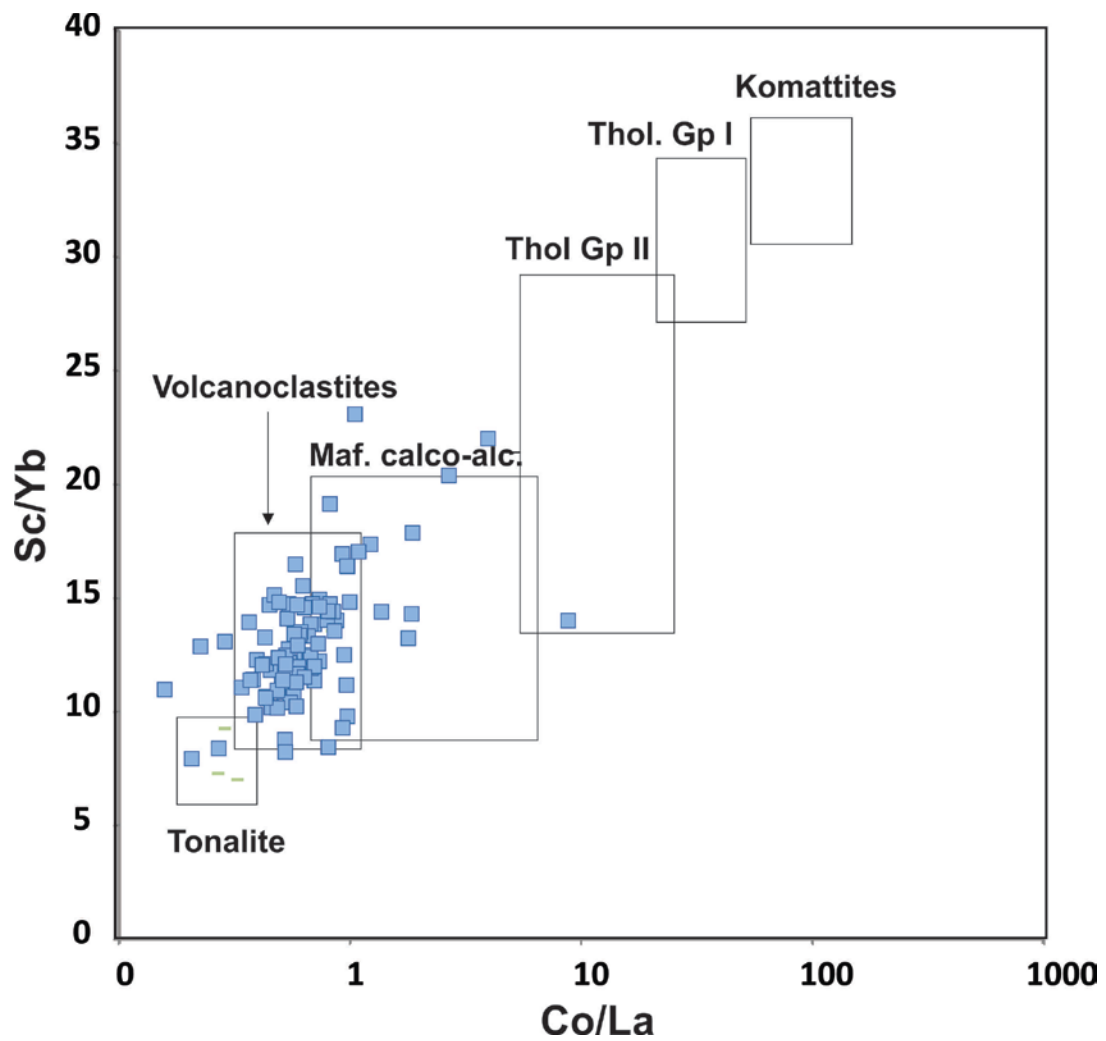


**Figure 3.26.** A) Diagramme Co/Th vs La/Sc modifié de **McLennan et al. (1983)** avec des pôles de roches volcaniques et intrusives provenant de **Condie (1993)**. B) Diagramme La/Th vs Hf modifié de **Floyd et Leveridge (1989)** soulignant la présence d'une source de composition intermédiaire et l'absence d'une composante sédimentaire recyclée dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac.

Nous avons modifié ou créé de nouveaux diagrammes utilisant des champs compositionnels compilés à partir des données de roches volcaniques archéennes régionales tenant en compte de la présence de komatiites, de différents types de tholéiites et de volcanites calco-alcalines (**Figures 3.27 et 3.28**). Ces figures confirment également la présence d'une source de composition intermédiaire lors de la formation des sédiments du Groupe de Pontiac. Nous avons de plus compilé les champs compositionnels des roches volcaniques archéennes du Groupe de Baby et élaboré le nouveau diagramme Sc/Yb vs Co/La (**Figure 3.28**). Notez que pour l'élaboration de ce diagramme, nous avons utilisé des données complètes (majeurs, traces), provenant d'un seul laboratoire analytique universitaire et ne comportent pas d'échantillons altérés. Sur ce diagramme, les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac tombent précisément dans le champ des volcanoclastites calco-alcalines intermédiaires du Groupe de Baby. Toutefois, même si ces roches peuvent avoir contribué au volume de particules sédimentaires, notons que les tonalites du batholite de Fugèreville (**Figure 3.28**), plus anciennes que le Groupe de Pontiac, pourraient aussi être une source potentielle.



**Figure 3.27.** Diagramme Th/Sc vs Zr/Sc (A) et La/Th vs Hf modifié de **Floyd et Leveridge (1989)** (B) montrant la présence d'une source de composition intermédiaire et l'absence de composante sédimentaire recyclée dans les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac. Notez la compilation de différentes sources potentielles archéennes sur ces figures.



**Figure 3.28.** Diagramme Sc/Yb vs Co/La suggérant la présence d'une source de composition intermédiaire semblable à celle des volcanoclastites calco-alcalines du Groupe de Baby. Les champs compositionnels des komatiïtes, tholéïtes, volcanites calco-alcalines mafiques, volcanoclastites andésitiques et tonalites proviennent de ce rapport.

#### ***3.5.1.4 Considérations géochronologiques pertinentes à la détermination de la source des sédiments du Groupe de Pontiac***

Les études, basées sur l'analyse des zircons détritiques, nous informent sur la distribution des âges des roches felsiques (intrusives, volcaniques) et sur celle des populations de zircons recyclés pouvant provenir de domaines géologiques éloignés par rapport au site de sédimentation. Cette approche est hautement significative car elle permet de dater l'âge minimum de sédimentation et d'obtenir un aperçu géochronologique de la distribution des âges des terrains contribuant à la charge sédimentaire. Cette méthode, toutefois, est limitée car elle ne tient pas compte de la contribution de sources sans ou avec peu de zircons (komatiites, picrites, basaltes, andésites, gabbros, diorites, formation de fer). Par exemple, dans le sud-ouest du Pontiac, les basaltes et gabbros sont de loin les roches de ceintures vertes les plus abondantes et les rhyolites et rhyodacites sont pratiquement inexistantes (ex. **Imreh, 1973**). Ces sources mafiques et ultramafiques sont pourtant des constituantes importantes de la croûte supérieure archéenne.

Selon **Frieman et al. (2017)**, les zircons des roches sédimentaires du Groupe du Pontiac montrent une distribution d'âges s'échelonnant de 2680 à 2740 Ma pour ce qui est de la population dominante de zircons (plus de 80% des zircons analysés) (**Figure 3.29**). La distribution des âges observés pourrait s'expliquer par une érosion des terrains volcaniques situés au nord du Pontiac (partie sud de l'Abitibi) car les âges recourent celles du Blake-River, du Kinojévis et du Groupe de la Mine Hunter. D'un autre côté, la distribution des âges des zircons détritiques, provenant de l'étude de **Frieman et al. (2017)**, pourrait être expliquée en considérant un modèle différent impliquant des sources intermédiaires et felsiques locales et régionales de la sous-province du Pontiac (Groupe de Lac des Bois, Groupe de Baby, Groupe de Belleterre) ainsi que d'autres blocs de roches plus exotiques et anciennes qui pourraient être situées dans la province tectonique du Grenville (roches archéennes recyclées) (**Figure 3.29**). Notez que l'observation de vestiges de terrains archéens recyclés dans le Grenville n'est pas rare. **Guo et Dickin (1996)** ont démontré la présence de vastes domaines de gneiss à biotite caractérisés par des âges modèles Sm-Nd pouvant atteindre 2,9 Ga. Aussi, les gneiss des terrains de Nipissing et de Britt, dans le Grenville ontarien, contiennent des roches ayant des âges modèles Sm-Nd et des âges U/Pb allant jusqu'à 2,8 Ga (**Ketchum et Davidson, 2000**).

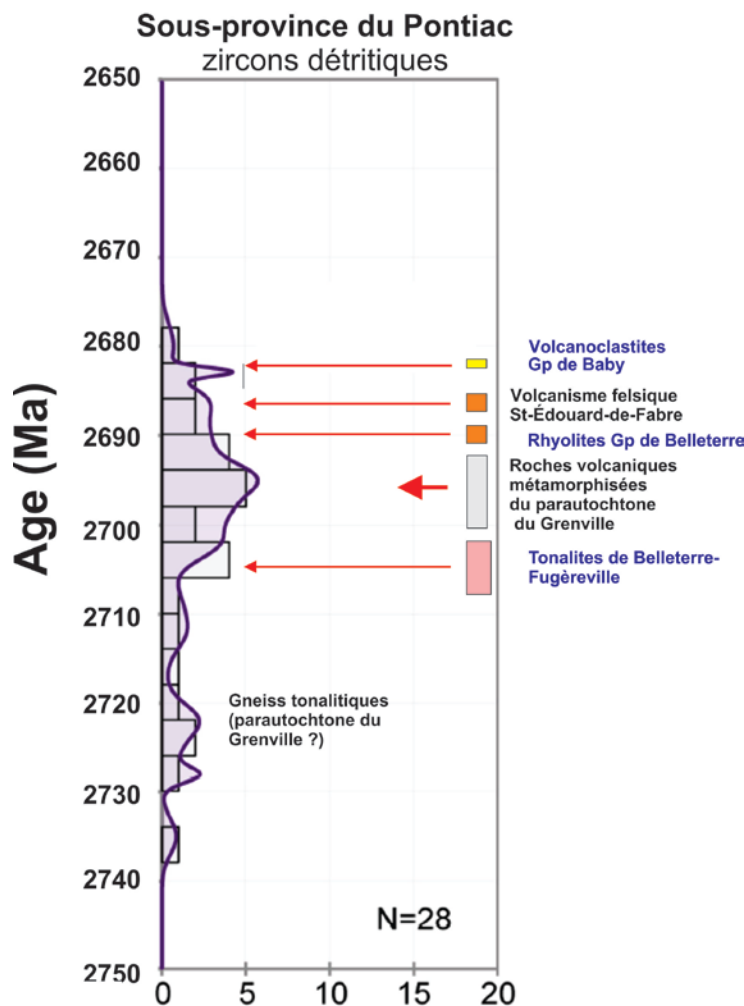


**Gariépy et al. (1990)** rapportent un âge de métamorphisme de 2800 Ma pour des gneiss granitiques situés dans le parautochtone du Grenville au SE de Val-d'Or (Parc de la Verendrye). **LaFlèche et al. (2005)** rapportent des âges modèles Sm-Nd de 2,71 à 2,80 Ga dans des gneiss tonalitiques du parautochtone du Grenville. Toutes ces observations démontrent la présence de grands volumes de roches archéennes recyclées dans le Grenville. Ces roches sont plus anciennes que l'époque de sédimentation du Pontiac et pourraient avoir contribuées au bilan sédimentaire.

Pour expliquer la présence d'une faible proportion de zircons très anciens (2775-3160Ma), **Frieman et al. (2017)** suggèrent une source située vers le Nord-Ouest ou le Nord et pouvant être associée à des roches de sous-provinces plus anciennes comme celles de Winnipeg River, de Marmion ou de l'Opatica. Même si une telle contribution est plausible, pour expliquer la présence de vieux zircons détritiques, elle ne peut être volumétriquement importante car l'étude des éléments majeurs et traces des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac démontre la présence de sédiments extrêmement immatures et provenant vraisemblablement de sources locales. L'incorporation de sédiments provenant de sources situées à plusieurs centaines de kilomètres n'est pas géologiquement réaliste. Selon les modèles et interprétations les plus récentes (**Bédard, 2017**), la sous-province de l'Abitibi serait une mégastructure associée à un environnement de rift sub-aquatique marqué par la mise en place d'un grand volume de roches volcaniques juvéniles. Selon d'autres hypothèses, des secteurs comme celui couvert par le Groupe de Blake-River (région de Rouyn-Noranda) pourraient de plus être reliés au développement d'une mégacaldéra sub-aquatique d'extension régionale (**Mueller et al., 2012**). Les deux modèles impliquent la présence de dépressions topographiques caractérisées par de fortes bathymétries et la présence de puissantes failles normales. Ces contextes géologiques extensionnels ne sont pas favorables à un transport sédimentaire de sources situées à des centaines de kilomètre vers le nord ou le nord-ouest. De plus, ces fosses agiraient comme des trappes à sédiments empêchant tout transport sédimentaire vers le sud et plus spécifiquement en direction du Pontiac.

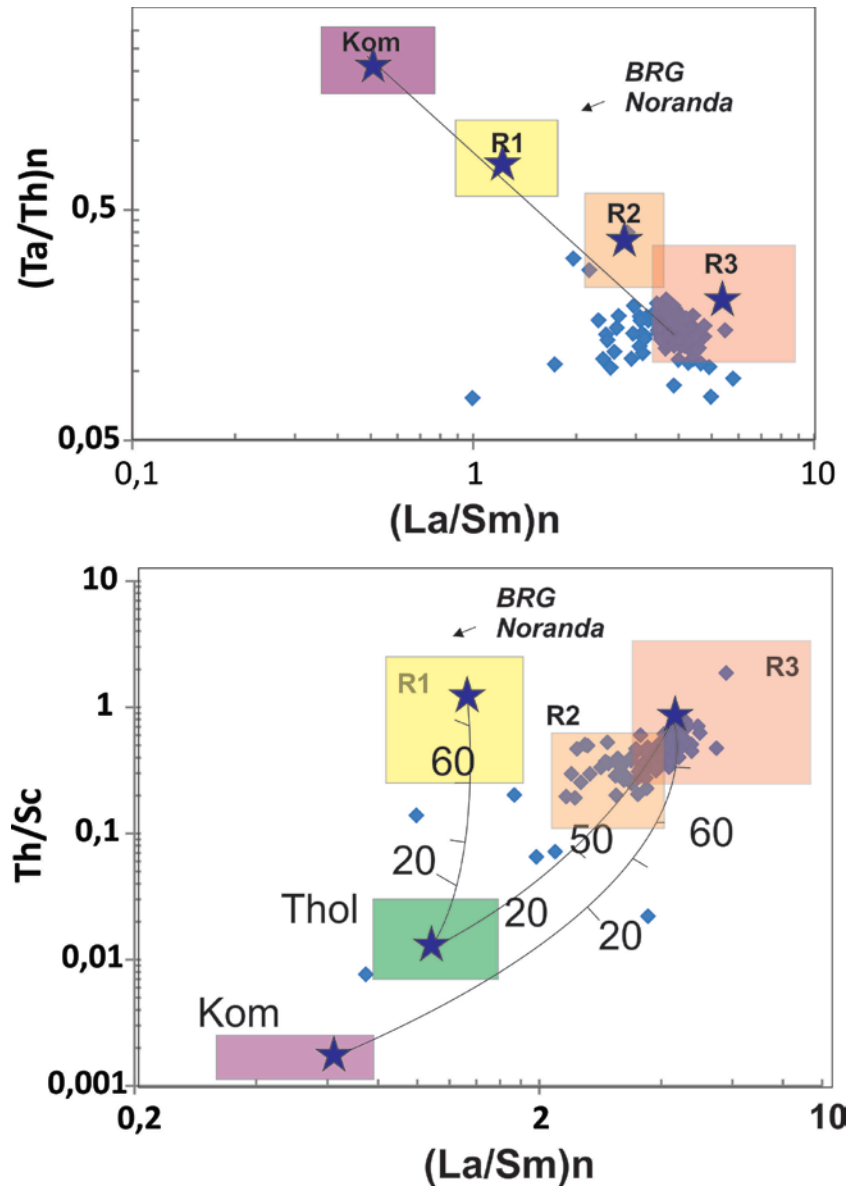
Nous pensons qu'il serait géologiquement envisageable de considérer la présence de zircons provenant d'une sous-province plus ancienne située vers le sud ou le sud-ouest.

En considérant la présence de roches tonalitiques aussi vieilles que 3,5 à 3,6 Ga dans la sous-province de Minnesota-River-Valley, ce type de sources, probablement maintenant recyclées dans le Grenville, pourrait expliquer la présence de zircons méso-archéens dans les roches sédimentaires du Pontiac. Notez que cette sous-province archéenne borde la ceinture de Wawa dans la région du lac Supérieur et se prolonge probablement sous la couverture de roches sédimentaires protérozoïques huroniennes. Aussi, il est important de souligner que la ceinture de Wawa est probablement l'équivalent vers le sud-ouest de la ceinture de l'Abitibi.



**Figure 3.29.** Diagramme montrant la distribution des âges U/Pb de la population dominante de zircons des roches sédimentaires du Pontiac. Données et diagramme modifié selon **Frieman et al. (2017)**. Les âges des unités régionales proviennent de la banque de données géochronologiques du MERN (Sigéom).

Enfin, les modèles présentés à la **figure 3.30** permettent de constater l'impossibilité de reproduire la composition des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac à partir de l'érosion des roches volcaniques de la région de Rouyn-Noranda (incluant les roches volcaniques des Groupes de Blake-River et Kinojévis). Les roches volcaniques felsiques de cette région (R1) sont dominées par des rhyolites sodiques pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$  et caractérisées par des spectres de terres rares plats et donc de faibles rapports  $\text{La}/\text{Sm}_\text{N}$ . Ces roches felsiques ont de plus de faibles rapport  $\text{Ta}/\text{Th}$  lorsque comparées aux roches volcaniques felsiques générées sous de plus fortes pressions (amphibolites à grenat (R2-R3)). Ces observations géochimiques éliminent l'hypothèse d'une source sédimentaire située au nord de la sous-province du Pontiac. Les courbes de mélange, présentées sur le diagramme  $\text{Th}/\text{Sc}$  vs  $\text{La}/\text{Sm}_\text{N}$ , soulignent la possibilité d'un mélange binaire de type basalte (ex. Groupe de Baby) et volcanites felsiques de type R2-R3. Les roches volcaniques felsiques R2-R3 sont issues d'une pétrogénèse de haute pression impliquant la fusion partielle d'amphibolites à grenat (avec titanite et rutile) situées dans les parties profondes d'une croûte mafique épaissie. Ce processus pétrogénétique est semblable à celui impliqué dans la formation des tonalites alumineuses archéennes (**Martin et al. 2005**). Ces roches intrusives sont vraisemblablement une des constituantes de la source des sédiments du Pontiac.



**Figure 3.30.** Diagrammes  $Ta/Th_N$  vs  $La/Sm_N$  et  $Th/Sc$  vs  $La/Sm_N$  montrant une compilation de données compositionnelles de komatiites, tholéiites et rhyolites de la ceinture de l'Abitibi. Les échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Pontiac sont projetés sur ces diagrammes afin d'évaluer différentes hypothèses de provenance sédimentaire. Les roches volcaniques felsiques R1 correspondent aux rhyolites des Groupes de Blake River et du Kinojévis. Les roches volcaniques de type R2 et R3 proviennent de différents groupes de roches volcaniques de l'Abitibi (ex. Groupe de la Mine Hunter).

### 3.6 RÉFÉRENCES

- Aagaard P.**, 1974. Rare earth elements adsorption on clay minerals. In: Bulletin du Groupe français des argiles. Tome 26, fascicule 2, pp. 193-199.
- Arndt, N.T.** 1986. Differentiation of komatiite flows. *Journal of Petrology*, **27**: 279–301
- Awasthi, N.**, 2017. Provenance and paleo-weathering of Tertiary accretionary prism-forearc sedimentary deposits of the Andaman Archipelago, India. *Journal of Asian Earth Sciences*. 150.
- Babechuk, M. G.; Widdowson, M. et Kamber, B. S.**, 2014. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, 363 pp. 56–75.
- Bahlburg, H. et Dobrzinski, N.**, 2011. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions Geological Society, London, *Memoirs*, **36**, 81-92.
- Baiyegunhi, C., Liu, K. et Gwavava, O.**, 2017. Geochemistry of sandstones and shales from the Eccra Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Open Geosci.* 2017; 9:340–360.
- Bau, M. et Dulski, P.**, 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic-Ridge: Implications for Y and REE fractionation during nearvent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.* 155, 77-90.
- Bédard, J.H.**, 2017. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers* xxx (2017).
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R., Gillett, J.**, 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac subprovince, Quebec: An integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 271–281.
- Blatt H, Middleton G. et Murray R.**, 1972. *Origin of sedimentary rocks; Eaglewood cliffs* New Jersey Prentice-Hall. p 634.
- Blatt, H., Middleton, G., et Murray, R.**, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks, Second Edition*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 782 p.
- Buggs, S.**, 2009. *Petrology of sedimentary rocks. Second Edition*, Cambridge University press.
- Camiré, G.E. et Burg, J.-P.**, 1993a. Late Archean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Res.* 61, 51–66.
- Camiré, G.E., La Flèche, M.R. et Ludden, J.N.**, 1993b. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas *Precambrian Research Volume 62, Issue 3, Pages 285-305.*

**Camiré, G.E., Ludden, J.N., La Flèche, M.R. et Burg, J.-P. 1993c.** Mafic and ultramafic amphibolites from the northwestern Pontiac subprovince: chemical characterization and implications for tectonic setting. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1110–1122.

**Card, K.D., 1990.** A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Res.* 48, 99–156. Card, K.D., Ciesielski, A., 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geosci. Can.* 13, 5–13

**Carignan, J., Gariépy, C., Machado, N. et Rive, M., 1993.** Pb isotope geochemistry of granitoids and gneisses from the late Archean Pontiac and Abitibi subprovinces of Canada. *Chem. Geol.*, 106:299–316.

**Condie, K.C., 1993.** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**: p. 1-37.

**Cox, R., Lowe, D.R. et Cullers, R.L., 1995.** The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919-2940.

**Crichton, J.G., et Condie, K.C., 1993.** Trace elements as source indicators in cratonic sediments: a case study from the Early Proterozoic Libby Creek Group, southeastern Wyoming. *Journal of Geology*, 101: 319-332.

**Davidson, A., Britton, J.M., Bell, K. et Blenkinsop, J., 1979.** Regional synthesis of the Grenville Province of Ontario and Western Quebec. In *Current research part B. Geological Survey of Canada*, paper 79-1b, pp 153-172.

**Davis, D.W., 2002.** U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* 115, 97–117.

**Davis, W.J., Gariépy, C. et Sawyer, E.W., 1994.** Pre-2.8 Ga crust in the Opatca gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology* 22, 1111–1114.

**Dickin, A.P. 2000.** Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**: 165–181.

**Dickinson, W.R., 1985.** Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Dans: G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, 333-361. D. Reidel Publishing Company.

**Dickinson, W.R. et Suczek, 1979.** Plate tectonics and sandstone composition: *AAPG Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.

**Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. et Young, G.M., 1995.** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924.

**Feng, R., et Kerrich, R., 1992.** Geodynamic evolution of the southern Abitibi and Pontiac terranes: evidence from geochemistry of granitoid magma series (2700-2630 Ma). *Can. J. Earth Sci.* 29, 2266-2286.

**Feng, R., Kerrich, R., et Maas, R. 1993.** Geochemical, oxygen, and neodymium isotope compositions of metasediments from the Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Canada: evidence for ancient crust and Archean terrane juxtaposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 641–658.

**Fourcade, S. et Allègre, C.J., 1981.** Trace elements behavior in granite genesis: a case study of the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 177 - 195.

**Floyd, P.A. et Leveridge, B.E., 1987.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144 (4), 531–542.

**Frieman, B.M., Kuiper, Y.D., Kelly, N.M., Monecke, T. et Kylander-Clark, A., 2017.** Constraints on the geodynamic evolution of the southern Superior Province: U-Pb LA-ICP-MS analysis of detrital zircon in successor basins of the Archean Abitibi and Pontiac subprovinces of Ontario and Quebec, Canada, *Precambrian Research* (2017)

**Frimmel, H.E., 2005.** Archean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth-Sci. Rev.* 70, 1–46.

**Frimmel, H.E., 2014.** In: Kelley, K., Golden, H.C. (Eds.), *A Giant Mesoarchean Crustal Gold-Enrichment Episode: Possible Causes and Consequences for Exploration*. Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., pp. 209–234.

**Garçon, M. , Carlson, R.W. , Shirey, S.B., Arndt, N.T., Horan, M.F. et Mock, T., 2017.** Erosion of Archean continents: The Sm-Nd and Lu-Hf isotopic record of Barberton sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 206, 216-235.

**Gariépy, C., Allègre, C.J. et Lajoie, J., 1984.** U-Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 1296–1304.

**Gariépy, C., Verner, D., et Doig, R. 1990.** Dating Archean metamorphic minerals southeast of the Grenville Front, western Quebec, using Pb isotopes. *Geology*, **18**: 1078–1081.

**Garcia, D., Fonteilles, M., et Moutte, J. 1994.** Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102: 411-422.

**Green, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Cannon, W.F., Lee, M.W., Agena, W.F., Behrendt, J.C., et Hinze, W.J. 1988.** Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes. *Geology*, **16**: 788–792.

**Guo, A. et Dickin, A.P., 1996.** The southern limit of Archean crust and significance of rocks with Paleoproterozoic model ages: Nd model age mapping in the Grenville Province of western Quebec. *Precambrian Research* Volume 77, 3–4, Pages 231-241.

**Hao, J., Sverjensky, D.A. et Hazen, R.M., 2017.** A model for late Archean chemical weathering and world average river water. *Earth and Planetary Science Letters* 457 (2017) 191–203.

**Harnois, L.** (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319–322.

**Hart, S.R., et Reid, M.R.,** 1991. Rb/Cs fractionation: a link between granulite metamorphism and the S-process. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2379–2383.

**Imreh, L.,** 1970. *Geologie de la partie sud-ouest du canton de Baby, comte de Temiscamingue.* Minist. Rich. Natur. Quebec, Rapp. prelim. 592.

**Imreh, L.,** 1973. Relations stratigraphiques entre le Groupe de Pontiac et le sillon métavolcanique de Baby au Témiscamingue, Québec. *CAN. J. EARTH SCI. VOL. 10*, 1350-1353.

**Ketchum, J.W.F. et Davidson, A.,** 2000. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: a new interpretation. *Can. J. Earth Sci.* 37: 217–234.

**Kroonenberg, S.,** 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. In: Kumon, F., Yu, K. (Eds.), *Sandstone Petrology in Relation to Tectonics.* Presented at the Proceedings of the 29th International Geological Congress. VHS Publishers, Zeist, Kyoto, Japan, pp. 69–81.

**LaFlèche, M.R. et Camiré, G.,** 1996. Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33:676-690.

**LaFlèche, M.R., Birkett, T.C., et Corriveau, L.,** 2005. Crustal development at the pre-Grenvillian aurentian margin: a record from contrasting geochemistry of mafic and ultramafic orthogneisses in the Chochocouane River area, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **42**: 1653–1675.

Legault, M. et Hattori, K., 1994. **Late Archaean geological development recorded in the Timiskaming Group sedimentary rocks, Kirkland Lake area, Abitibi greenstone belt, Canada.** *Precambrian Research*, 68, Pages 23-42.

**Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., et Hart, S.R.** 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 380-392.

**Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. et Champion, D.,** 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.

**McDonough, W. F., Sun, S.-S., Ringwood, A. E. et Jagoutz, E.,** 1987. RB and CS in the Earth and Moon. Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference, volume 18, page 610, (1987).

**McDonough, W.F. et Sun, S.-S.,** 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 1021.



**McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. et Hanson, G.N.,** 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America Special Papers, vol. 284, pp. 21–40.

**McLennan, S.M. et Taylor, S.R.** 1984. Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean continental crust. *In* *Archaean geochemistry*. Edited by A. Kroner, G.N. Hanson, and A.M. Goodwin. Springer-Verlag, Berlin, Germany, pp. 47–72.

**McLennan, S.M., Taylor, S.R. et Eriksson, K.A.,** 1983. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47 (7), 1211–1222.

**Michard, A. et Albarède, F.,** 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, Vol. 55, No. 1-2, pp. 51-60.

**Mortensen, J.K. et Card, K.D.,** 1993. Age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1970-1980.

**Mueller, W.U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., and Mortensen, J.** 2012. Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, **214–215**: 1–27.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.M.,** 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534. Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.M.,** 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129–147.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.,** 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43, 341–358.

**Ohta, T., et Arai, H.,** 2007. Statistical empirical index of weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240, 280–297.

**Panahi, A., Young, G.M. et Rainbird, R.H.,** 2000. Behaviour of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2199-2220.

**Pettijohn, F.J., Potter, P.E. et Siever, R.,** 1987. *Sand and Sandstones*. 2<sup>nd</sup> ed. New York, NY, USA: Springer-Verlag.

**Price, J.R. et Velbel, M.A.,** 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* , 202, 397–416.

**Young, G.M. et Nesbitt, H.W., 1998.** Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *J. Sediment. Res.* 68, 448–455.

**Rivers, T. 1997.** Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86: 117–154.

**Sekine, Y., Tajika, E., Tada, R., Hirai, T., Goto, K.T., Kuwatani, T., Goto, K., Yamamoto, S., Tachibana, S., Isozaki, Y., Kirschvink, J.L., 2011.** Manganese enrichment in the Gowganda Formation of the Huronian Supergroup: A highly oxidizing shallow-marine environment after the last Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 201–210.

**Smith, M., Estrade, G., Marquis, E., Goodenough, K., Nasun, P., Cheng, X., et Kynicky, J., 2017.** REE concentration processes in ion adsorption deposits: Evidence from Madagascar and China. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 19, EGU2017-7633, 2017 EGU General Assembly 2017.

**Taylor, S.R. et McLennan, S.M., 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell, Oxford.

**Toulkeridis, T., Clauer, N., Kröner, A., Reimer, T. et Todt, W. 1999.** Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaen Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, 124, 113-129.

**Weaver, B.L. and Tarney, J., 1984.** Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577.

**Wedepohl, K.H., 1995.** The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1217-1232.

**Whymark, W.E. et Frimmel, H.E., 2017.** Regional gold-enrichment of conglomerates in Paleoproterozoic supergroups formed during the 2.45 Ga rifting of Kenorland. *Ore Geology Reviews* (2017), <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.003>.

## 4. GÉOLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE COBALT

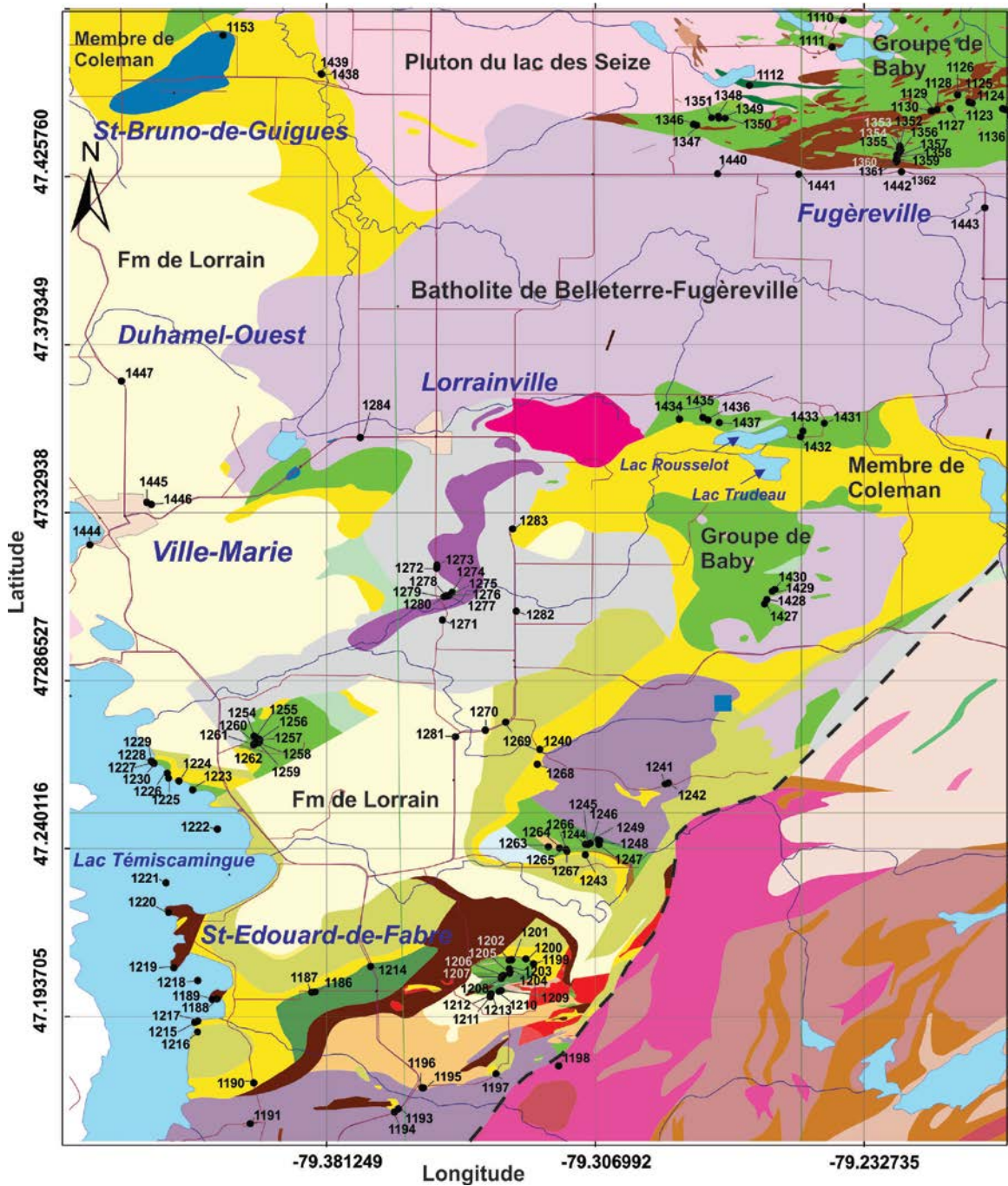
### 4.1 INTRODUCTION

#### 4.1.1 Géologie du Paléoprotérozoïque au Témiscamingue

Cette période géologique, au Témiscamingue, est marquée par la sédimentation d'une partie du Super-Groupe Huronien et plus spécifiquement par celle du Groupe de Cobalt qui marque le troisième cycle de sédimentation huronienne (**Long, 2004**). Le Super-Groupe Huronien, affleurant en Ontario et au Québec, constitue une ceinture de roches supracrustales d'une étendue de 325 km par 60 km débutant dans le secteur de Sault-Ste-Marie (Ontario) et se terminant dans la région de Rouyn-Noranda (Québec) (**Willingham et al., 1985**). Son épaisseur maximale serait de l'ordre de 12 km sous le bassin du Michigan et diminue en direction du nord et de l'ouest (**Young et al., 2001**). Son cycle inférieur est, entre autres, caractérisé par la mise en place des roches volcaniques de Thelasson qui serait associée à un volcanisme de type plateau continental. Ce volcanisme à dominance basaltique, débutant vers  $2454,5 \pm 6.2$  Ma (**Ketchum et al., 2013**) est suivi par la sédimentation d'arénites fluviales, de quartzites et de conglomérats. Le cycle inférieur Huronien serait associé au remplissage d'un bassin rifté et le cycle supérieur, débutant par la Formation de Gowganda, serait contemporain à la formation d'une marge continentale passive (ex. **Long, 2004**). Trois grands cycles sédimentaires sont reconnus dans le Super Groupe Huronien. Ils correspondent aux Groupes de Hough Lake, de Quirke Lake et de Cobalt. Ces groupes débutent par la présence tillites, de diamictites et de varves glaciaires (**Howe et al., 2016**) et sont suivies par une sédimentation siliclastique devenant de plus en plus mature en remontant la stratigraphie (**Young et al., 2001; Long, 2004**).

Les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt affleurent en bordure du lac Témiscamingue et plus à l'est, dans les régions de St-Edouard-de-Fabres, de Lorrainville, de Ville-Marie, de Duhamel-Ouest et de St-Bruno-de-Guigues (**Figure 4.1**). Les grandes falaises du lac Témiscamingue sont constituées, en plusieurs endroits, de conglomérats du membre de Coleman (Formation de Gowganda). Plusieurs hautes collines de cette région du Témiscamingue sont constituées de grès de la Formation de Lorrain. Cette

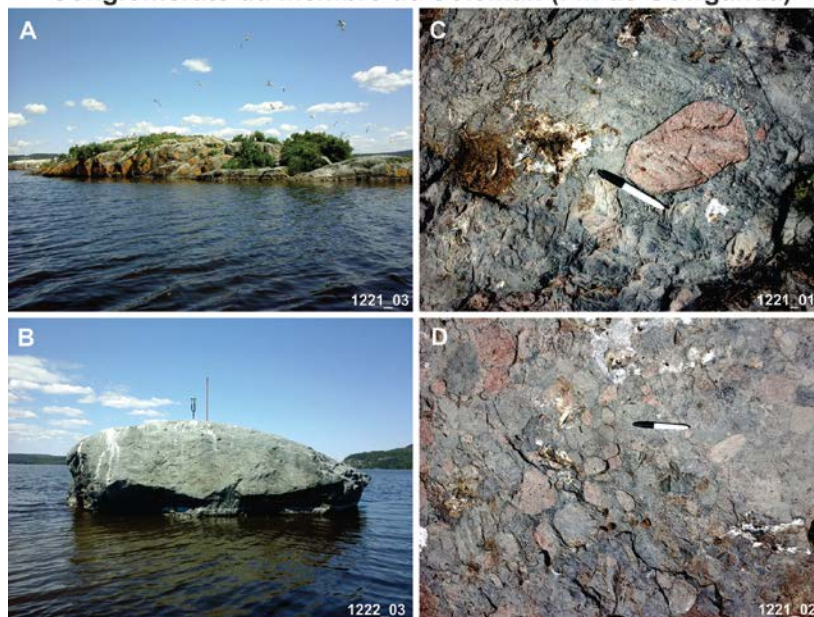
unité sédimentaire est particulièrement bien exposée dans le secteur de la grotte de Ville-Marie ainsi que sur l'île du Collège au lac Témiscamingue.



**Figure 4.1.** Carte géologique simplifiée de la partie ouest du Témiscamingue montrant la géologie archéenne et protérozoïque de la région. Cette carte indique la localisation des échantillons prélevés dans le cadre de ce projet. Carte géologique provenant du MERN.

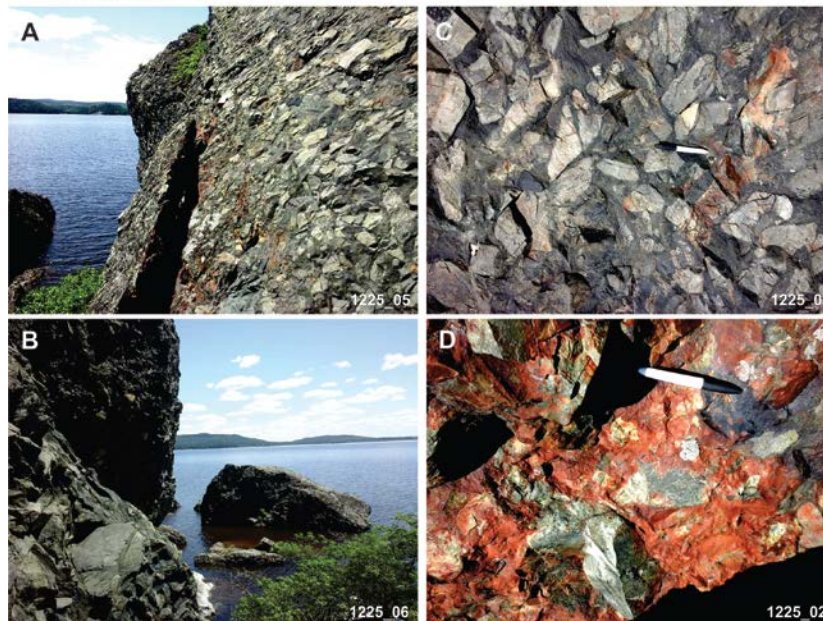
Dans la partie québécoise du Témiscamingue, les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt sont regroupées dans les Formations de Gowganda et de Lorrain. Ces roches protérozoïques sont recoupées par l'essai de dykes de diabase de Nipissing daté à  $2217 \pm 6$  Ma (méthode U/Pb sur baddeleyite; **Corfu et Andrews, 1986**). Ces dykes mafiques affleurent sur le bord du lac Témiscamingue dans le secteur de St-Édouard-de-Fabre. Les roches sédimentaires de la Formation de Gowganda sont reconnues pour contenir des faciès témoignant d'une grande période glaciaire (ex. tillites). Selon la synthèse de **Tang et al. (2013)**, les événements liés aux glaciations huroniennes seraient situés entre 2,29 et 2,25 Ga. Au Témiscamingue, la Formation de Gowganda débute par un conglomérat de base (membre de Coleman) qui est, par la suite, surmonté de grès et shales. Ces conglomérats polymictes, dominés par les fragments de basaltes et granites (**Figures 4.2c, d; 4.3c et 4.4a et c**), sont immatures de par l'abondance de clastes instables (basaltes) et de fragments peu arrondis (**Figure 4.3c et d**). De plus, ces conglomérats sont généralement caractérisés par un mauvais classement des fragments. La nature, généralement non laminée, de la matrice de ces conglomérats pourrait aussi suggérer une origine glaciaire. En affleurement, les conglomérats ne semblent pas déformés. Toutefois, de nombreux joints et diaclases recoupent les affleurements de conglomérat. Certaines diaclases contrôlent la morphologie des falaises situées en bordure du lac Témiscamingue. Ces structures pourraient être reliées au rift du Témiscamingue.

#### Conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda)



**Figure 4.2.** Planche photographique montrant des affleurements (**A et B**) de conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda) sur des îles du lac Témiscamingue (secteur de St-Édouard-de-Fabre). **C et D** photographies montrant les blocs de basalte et granite dans les conglomérats de l’affleurement **1221**.

#### Conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda)



**Figure 4.3.** Planche photographique montrant des affleurements (**A et B**) de conglomérats du membre de Coleman le long de falaises du lac Témiscamingue (secteur de St-Édouard-de-Fabre). **C** : photographie montrant les blocs de basalte et de granite dans les conglomérats à fragments sub-angulaires de l’affleurement **1225**. **D** : zone altérée (hématite, argiles) dans le conglomérat de l’affleurement **1225**.

### Conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda)



**Figure 4.4.** Planche photographique montrant des photographies de conglomérats du membre de Coleman dans le secteur de Gaboury. Notez l'abondance de fragments basaltique et granitique (A et C).

Des roches sédimentaires immatures, le plus souvent bien litées (**Figure 4.5a et b**) et de granulométrie de la taille des grès fins et siltstones, sont observées près des conglomérats du membre de Coleman au lac Témiscamingue. La proximité de ces roches aux unités conglomératiques et la composition immature des grès et siltstones suggèrent qu'elles sont probablement associées à la Formation de Gowganda. Ces roches ont un pendage sub-horizontal et ne semblent pas affectées par des plis ni par une foliation tectonique. Ces roches sédimentaires immatures affleurent, entre autres, sur une presqu'île et sur une île du lac Témiscamingue dans le secteur de St-Édouard-de-Fabre (**Figure 4.5a**).

## Grès immatures (Fm de Gowganda)



**Figure 4.5.** Planche photographique montrant un affleurement (A) de grès fins et siltstones immatures du membre de Coleman (Fm de Gowganda) le long d'une presqu'île du Témiscamingue. B et C : photographies montrant des échantillons de grès fins et siltstones immatures provenant des affleurements 1215 et 1217. D : Surface d'affleurement et échantillon de grès fins d'une petite île (affleurement 1218).

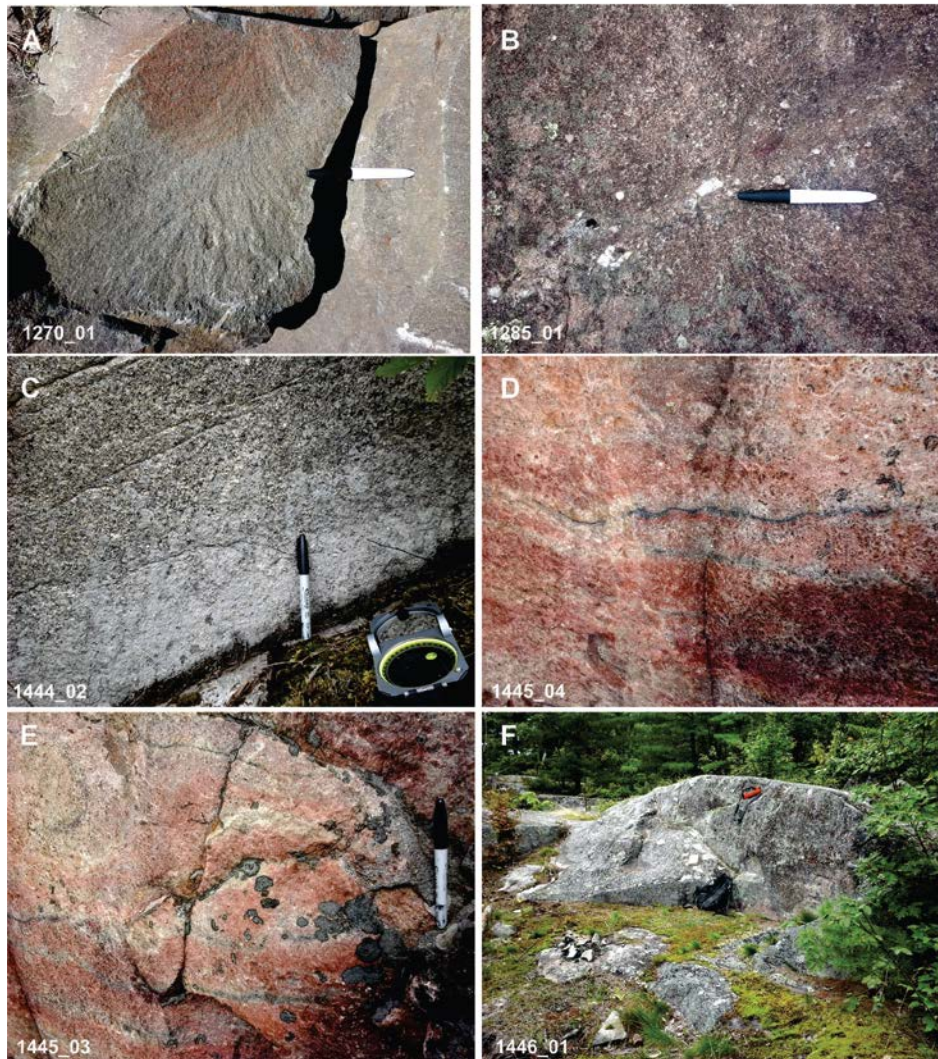
La Formation de Lorrain repose au-dessus de la Formation de Gowganda. Sa base est surtout constituée de grès grossiers à patine verdâtre qui, progressivement en remontant la stratigraphie, passe à des grès rosés (Figures 4.6b, d et e; 4.7b et c). Dans l'ensemble, ces roches paléoprotérozoïques ne sont pas plissées mais localement elles sont recoupées par des failles. En se rapprochant du front tectonique du Grenville, ces roches sédimentaires deviennent plus déformées et schisteuses.

Les affleurements de grès de la Formation de Lorrain, échantillonnés dans le cadre de ce projet, sont généralement constitués de faciès massifs, de granulométries grossière à moyenne et montrant localement des accumulations de minéraux lourds (noirâtres) le long de fines laminations centimétriques (Figure 4.6d). Sur l'île du Collège (Duhamel Ouest), des affleurements de grès massifs et grossiers, situés en bordure de la route de



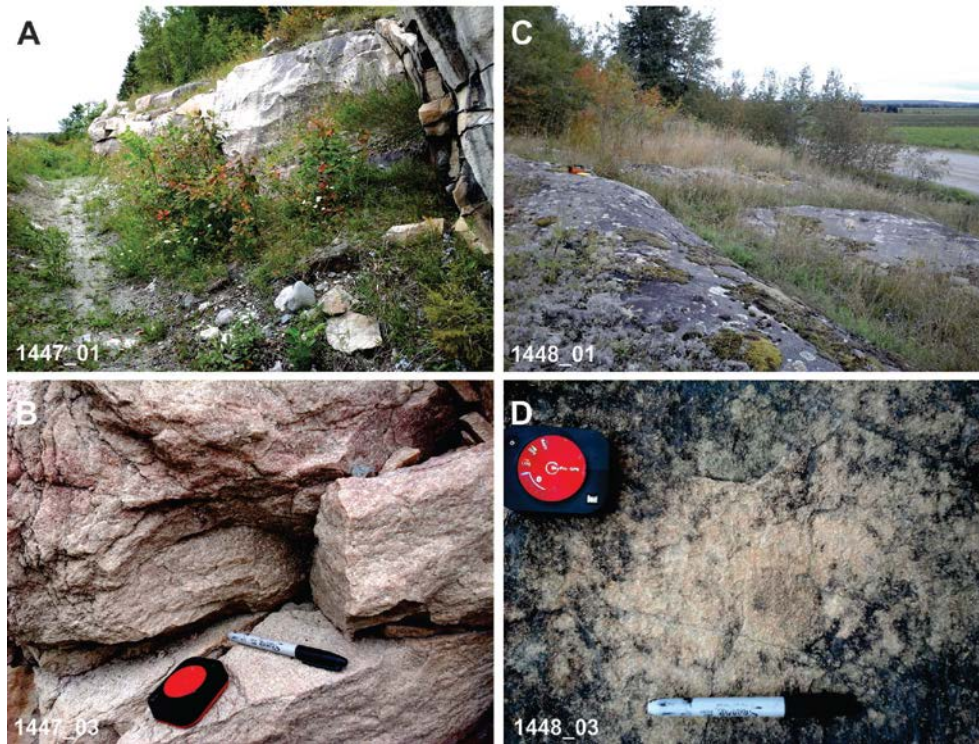
l'île, montrent de fines bandes de grès conglomératiques constituées de fragments très arrondis de veines de quartz et de granites (fragments < 4 cm). Dans l'ensemble, les grès de la Formation de Lorrain sont dominés par la présence de grès potassiques. En remontant la stratigraphie, la maturité minéralogique des grès augmente pour éventuellement former des unités de quartzites. Ces roches siliceuses sont observées dans le secteur de St-Bruno-de-Guigues.

### Grès de la Formation de Lorrain



**Figure 4.6.** Planche photographique de photographies d'affleurements montrant la nature homogène, grossière et potassique des grès matures de la Formation de Lorrain (**A**, **B** et **C** : affleurements **1270**, **1285**, **1444**). Notez la présence de laminations de minéraux lourds sur les photos **D** et **E**. Affleurement **1270**: secteur de Béarn; affleurement **1285**: secteur de Lorrainville ; affleurement **1444**: bord du lac Témiscamingue le long de la rue Notre-Dame Sud. Affleurements **1445** et **1446**: secteur de la grotte de Ville-Marie.

## Grès de la Formation de Lorrain



**Figure 4.7.** Planche photographique montrant des affleurements de grès matures de la Formation de Lorrain (**A** et **C**) du secteur de Duhamel-Ouest. **B** et **D**: photographies rapprochées des affleurements **1447** et **1448** montrant la nature massive et grossière des grès potassiques (riches en feldspath potassique).

### 4.1.2 Potentiel minéral des roches du Super Groupe Huronien

Dans la région d'Elliot Lake, des conglomérats à pyrite-uranium de la Formation de Matinenda (base de l'Huronien) constituent le principal minerai ayant été exploité dans le camp minier uranifère d'Elliot Lake. Cette sédimentation précoce, dans le Super Groupe Huronien, est caractérisée par un milieu aquatique réducteur, semblable à celui de l'Archéen, favorisant la préservation de l'uranium et de la pyrite dans les conglomérats. Par endroit, ces conglomérats sont réputés pour contenir des minéralisations aurifères de type Witwatersrand (*Mossman et Harron, 1983; 1984*). Le Groupe de Hough Lake en Ontario, contient le plus grand nombre d'indices de minéralisations stratiformes aurifères associées à des conglomérats.

Dans le secteur couvert par le présent projet, la compagnie Pro-Or inc. a foré les roches sédimentaires des Formations de Gowganda et de Lorrain (**Cloutier, 1998 : GM 56398**). Les forages (F98-01 à F98-04) ont intersectés de 35 à 85m d'épaisseur de grès de la Formation de Lorrain et jusqu'à 214m d'épaisseur de roches de la Formation de Gowganda (grès foncés, arkoses, argilites et conglomérats). Un indice aurifère stratiforme (paléoplacer) a de plus été découvert dans un de ces forages ce qui démontre le potentiel pour l'exploration de minéralisations aurifères de type Witwatersrand dans les régions de Fabre et de Ville-Marie. De plus, les failles protérozoïques recoupant les unités de conglomérats pourraient contenir des minéralisations filoniennes d'or, d'argent et de Pb-Zn.

#### 4.2 PÉTROGRAPHIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DU GROUPE DE COBALT

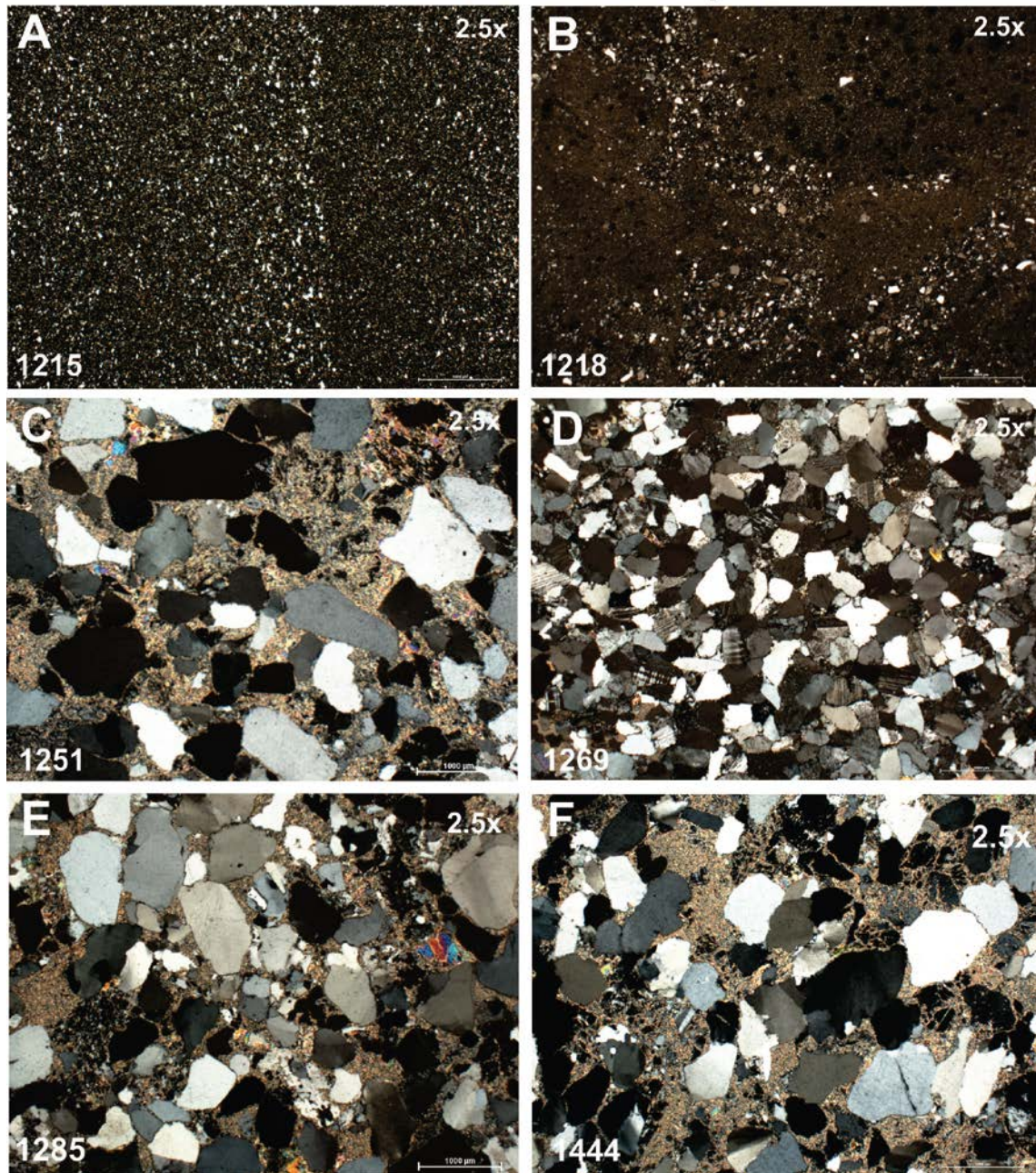
Les roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Cobalt, échantillonnées dans le cadre de ce projet, proviennent d'affleurements de roches sédimentaires non déformées et montrant un litage subhorizontal. Ces roches montrent aucunes foliations tectoniques ni évidences de plissement à l'échelle des affleurements cartographiés.

Sept lames minces, provenant d'un échantillonnage comprenant cinq grès et deux siltstones du Groupe de Cobalt, ont été analysées. En fonction de la proportion de matrice et de la nature des grains de quartz, de feldspath et des grains lithiques, les échantillons de grès ont été subdivisés, selon la classification de **Dott (1964)**, en arkose (échantillon 1269) ou en wackes quartzo-feldspatiques (échantillons 1251, 1285, 1446, et 1444). Cette classification, intègre à la fois la composition minéralogique, mais aussi le concept de maturité texturale en considérant le pourcentage de matrice fine, lorsque celle-ci est considérée comme d'origine sédimentaire. L'échantillon d'arkose de l'affleurement 1269, provenant du secteur de Béarn, est caractérisé par une matrice peu abondante (<10%) et par une forte proportion de grains de quartz monocristallin et de feldspaths de granulométrie à grains moyens (**Figures 4.8b et 4.9d**). La proportion de feldspath dans l'échantillon est supérieure à 35%. Les grains sont distribués d'une façon très compacte et les contacts entre ces derniers sont jointifs. Ces roches contiennent de la microcline tel que démontré à la **figure 4.9b**.

Les échantillons de wackes quartzeux (ou quartzo-feldspatiques) sont caractérisés par une texture empâtée reliée à la présence d'une abondante matrice riche en illite (et possiblement séricite) et avec, localement, de la muscovite plus grossière (**Figure 4.9d**). La matrice de ces roches ne contient généralement pas de carbonates. Les grains sont surtout constitués de quartz monocristallin à extinctions ondulantes. Les grains de quartz polycristallin constituent moins de 5% de la proportion de grains de quartz observés dans ces roches. Les feldspaths, lorsque présents, sont très altérés (**Figure 4.9a**). Ils constituent moins de 10% des grains observés en lames minces. Les wackes sont caractérisés par une granulométrie moyenne à grossière. Dans l'ensemble, la forme des grains de quartz varie de sub-angulaire à sub-arrondie dans la population de wackes. Par endroit, ces roches sont imprégnées d'un film intergranulaire d'oxydes de fer amorphes (goethite). La forte proportion de grains de quartz dans ces roches suggère un enrichissement des constituants stables (quartz) par rapport aux constituants instables (feldspaths et grains lithiques). La nature très altérée des grains de feldspaths, l'abondante matrice riche en illite (et possiblement séricite) suggèrent des conditions d'intempérisse chimique relativement élevées dans la région source à l'époque de sédimentation de ces grès. Ce constat est intéressant sachant que la Formation de Gowganda, qui marque la base du Groupe de Cobalt dans la région, est associée à la plus importante période glaciaire du Paléoprotérozoïque.

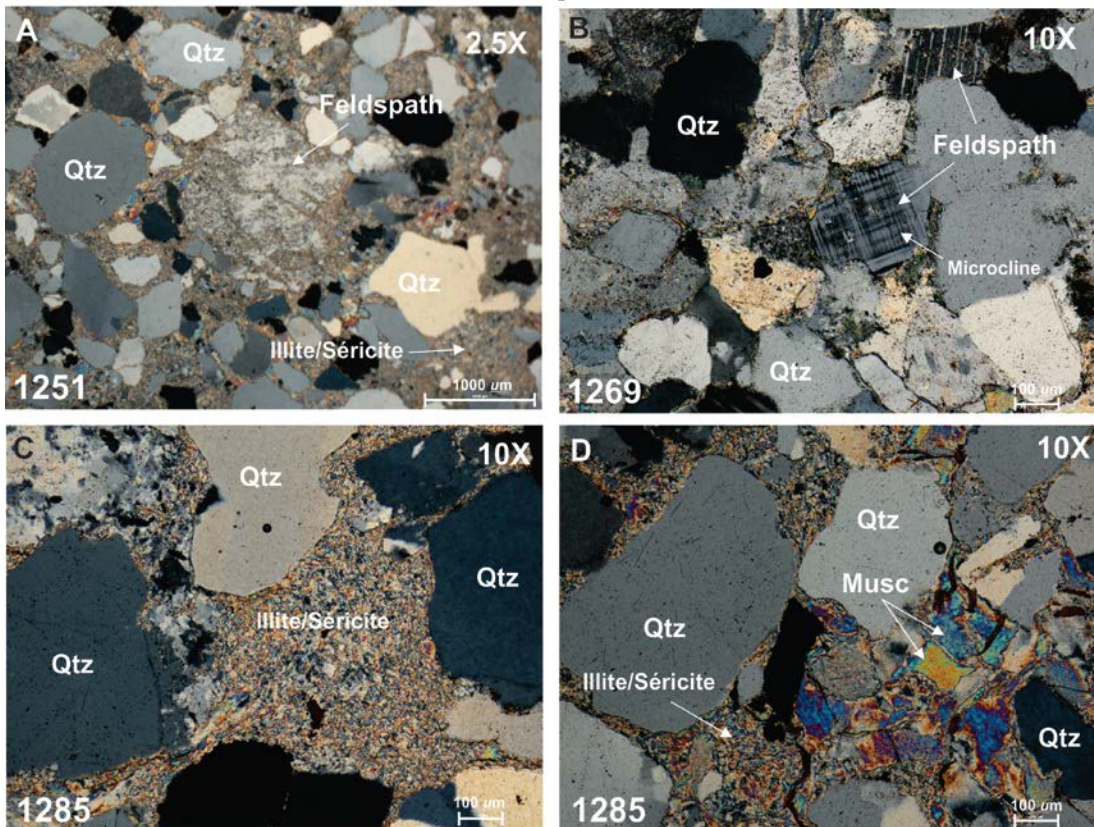
La nature sub-angulaire et la faible sphéricité des grains de quartz, et l'importante matrice suggèrent une faible distance de transport et donc un fractionnement granulodensitométrique limité. Les échantillons des affleurements 1215 et 1218, provenant d'une presqu'île et d'une île du lac Témiscamingue, sont des siltstones immatures (diamètre des grains généralement  $< 50 \mu\text{m}$ ) (**Figure 4.8a et b**). Dans ces roches, les grains sont surtout constitués de quartz monocristallin angulaires et de cristaux de feldspaths. La matrice de l'échantillon 1218 montre la présence de sphérules de chlorite.

## Roches sédimentaires du Groupe de Cobalt



**Figure 4.8.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de siltstones et de grès du Groupe de Cobalt. **A** et **B**) siltstones des affleurements **1215** et **1218** du secteur du lac Témiscamingue (St-Edouard-de-Fabres) probablement associé au membre de Coleman de la Formation de Gowganda. **C**, **E** et **F**) wackes avec matrice riche en illite provenant des affleurements **1251**, **1855** et **1444**. **D**) échantillon d'arkose de l'affleurement **1269** situé dans le secteur de Béarn.

## Grès du Groupe de Cobalt



**Figure 4.9.** Planche photographique d'images prises au microscope (lumière polarisée) d'échantillons de grès du Groupe de Cobalt. **A)** relique d'un grain de feldspath altéré dans l'échantillon de l'affleurement **1251**. **B)** grain de microcline dans l'arkose de l'affleurement **1269**. **C** et **D)** matrice riche en illite (et possiblement séricite) dans l'échantillon de l'affleurement **1285**. Notez la présence de muscovite secondaire sur la photo **D**.

### 4.3 GÉOCHIMIE

Les compositions minéralogiques et chimiques des roches siliciclastiques, comme celles du Groupe de Cobalt, sont contrôlées par plusieurs processus impliquant, entre autres : 1) la composition de la région source, 2) la durée des processus d'intempérisme chimique, , 3) les conditions environnementales lors de l'intempérisme (température, quantité de précipitation, relief, chimie de l'atmosphère incluant les conditions redox, 4) les mécanismes de transport sédimentaire, 5) le milieu de sédimentation et 6) la diagénèse (McLennan et al., 1993; Hayashi et al., 1997). Dans ce chapitre nous traiterons de ces différents processus et de leurs impacts sur la géochimie des éléments majeurs et traces des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt.

#### 4.3.1 Éléments majeurs

Dans le cadre de ce projet, nous avons échantillonné et analysé quinze affleurements de conglomérats du membre de Coleman (Fm de Gowganda), trois grès immatures (Fm de Gowganda) ainsi que treize échantillons de grès matures de la Formation de Lorrain. De plus, nous avons compilé des données géochimiques provenant de la base de données du MERN pour trois affleurements d'arénites et trois affleurements de quartzites.

Les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt, échantillonnées dans le cadre de cette étude, sont principalement constituées de grès et de conglomérats. Les contrastes granulométriques, entre grès et conglomérats, et le problème inhérent à la représentativité statistique d'échantillons conglomératiques, hétérogènes avec des blocs pouvant parfois atteindre plus de 20cm de diamètre, nécessitent une caractérisation séparée des populations de grès et de conglomérats.

Les conglomérats du membre de Coleman ont des concentrations en  $\text{SiO}_2$  variant de 45,4 à 73,9% et en  $\text{MgO}$  de 0,82 à 6,87%. Les hautes concentrations en  $\text{MgO}$  reflètent une prédominance de fragments basaltiques dans certains échantillons. Les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient de 13,3 à 21,74% et celles en éléments volatils (PAF) de 1,45 à 5,96%. L'échantillon riche en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (21,74%) provient d'un affleurement de conglomérat intensément altéré (argiles et oxydes de fer) d'une falaise située en bordure du lac Témiscamingue (**Fig. 4.3D**). Dans l'ensemble, les variations compositionnelles observées

en éléments majeurs reflètent l'hétérogénéité des conglomérats. D'un site d'échantillonnage à l'autre, nous avons observé des contrastes dans la proportion de blocs granitiques et basaltiques dans les conglomérats. Les conglomérats les plus riches en blocs de granite sont également ceux les plus riches en SiO<sub>2</sub> et K<sub>2</sub>O et pauvres en MgO. Le TiO<sub>2</sub>, le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, le MnO, le MgO, le K<sub>2</sub>O, le P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et la PAF corrélient peu avec les concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (**figure 4.10**). Ceci suggère un contrôle de la distribution de ces éléments dominé par des variations de la proportion de clastes granitiques et basaltiques et non par des variations de la proportion de minéraux argileux tel que souvent observés dans les grès paléozoïques. Compte tenu du mode de mise en place hautement énergétique de ces conglomérats, l'importance de la fraction argileuse (ou micacée) sur la variabilité de la composition chimique de ces roches ne peut être que négligeable.

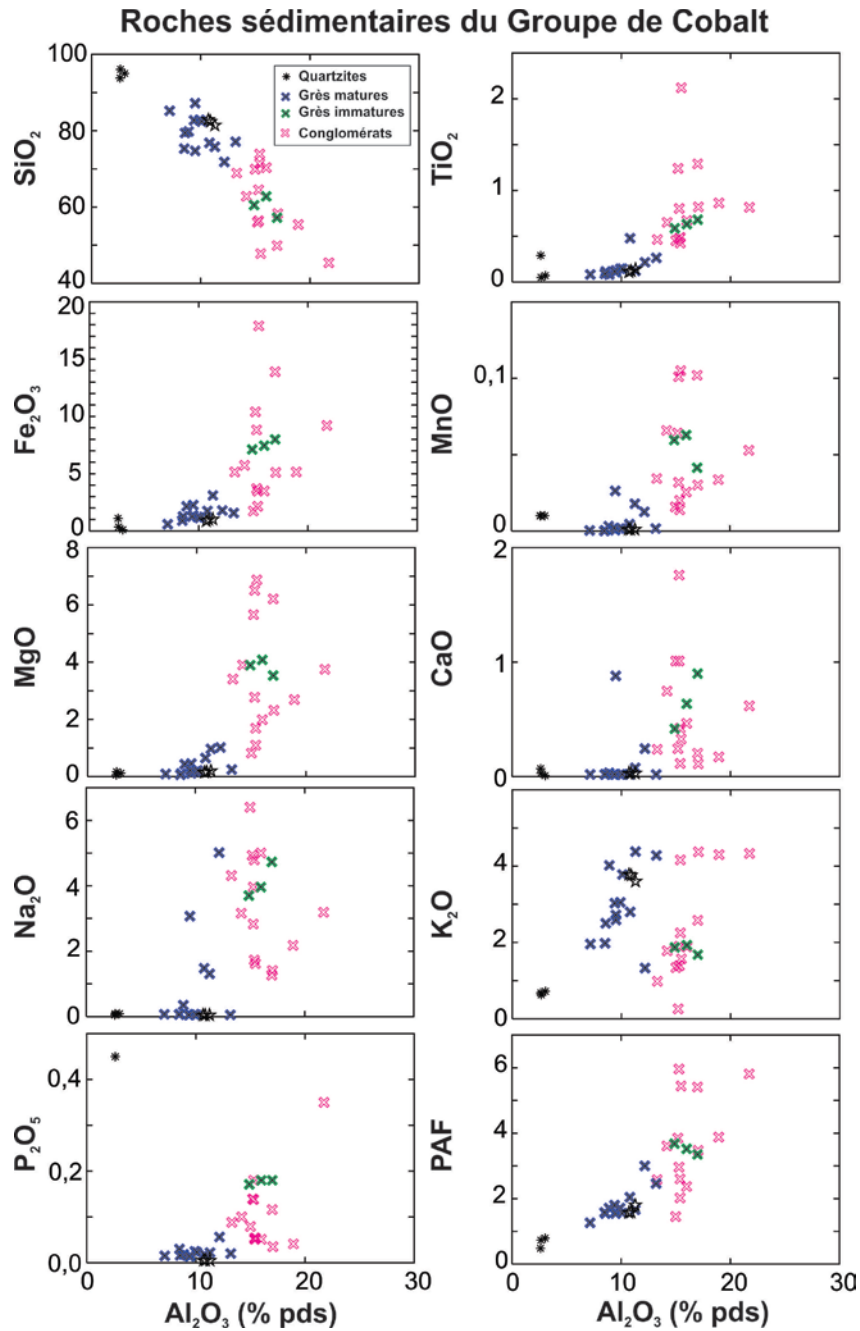
Les grès et siltstones ont des concentrations en SiO<sub>2</sub> variant de 57,2 à 96,06% et en MgO de 0,06 à 4,08%. Les concentrations en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient de 2,62 à 17,0% et celles des éléments volatils (PAF) varient de 0,48 à 3,68%. Ces grandes variations de concentrations en éléments majeurs reflètent la présence de quartzite dans les échantillons de grès et, pour ce qui est des plus faibles concentrations en SiO<sub>2</sub>, de la présence d'une population d'échantillons de roches sédimentaires immatures échantillonnées près des conglomérats du membre de Coleman (Formation de Gowganda). Tel que démontré sur les **figures 4.10 et 4.11**, le TiO<sub>2</sub>, le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, le MnO, le MgO, le CaO, le Na<sub>2</sub>O, le K<sub>2</sub>O, le P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et la PAF corrélient positivement avec l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ce qui pourrait suggérer un contrôle de la distribution de ces éléments par des variations de la proportion de minéraux argileux ou micacés dans ces roches. Toutefois, il est à noter que la présence d'une proportion importante de feldspaths potassiques dans les grès matures (surtout ceux de la Formation de Lorrain) rend plus complexe l'interprétation de la variabilité des éléments majeurs.

Les rapports Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> observés dans les grès matures et des quartzites sont très élevés (74 ± 21). Ceci suggère une provenance de particules détritiques d'une source de type continentale (**Fyffe and Pickerill, 1993**). La très forte maturité minéralogique, de certains échantillons riches en quartz, contribue aux fortes variations compositionnelles observées dans les grès protérozoïques de la région. Ceci est démontré par les

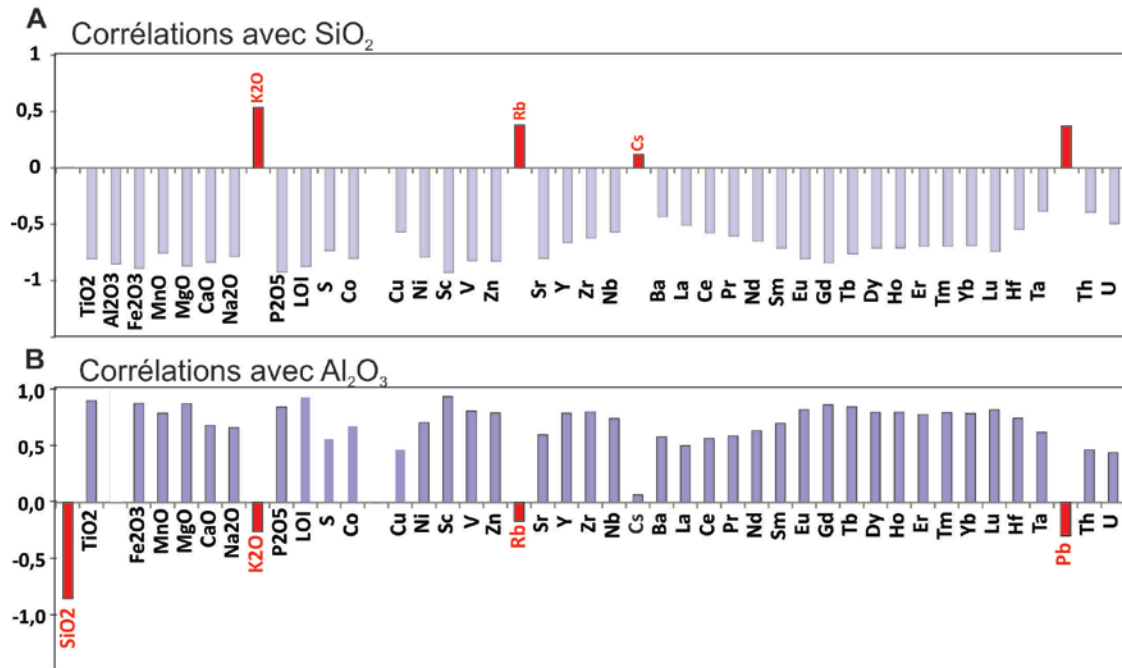


corrélations, fortement négatives, entre le SiO<sub>2</sub> et la majorité des éléments majeurs et traces (**Figure 4.11a**). Notez que les fortes corrélations négatives des éléments majeurs par rapport au SiO<sub>2</sub> confirment qu'une proportion importante du SiO<sub>2</sub> est présente sous la forme de grains de quartz. Notez également que le K<sub>2</sub>O, le Rb, le Cs et le Pb corréleront positivement avec le SiO<sub>2</sub>. Ces éléments sont naturellement présents dans les feldspaths potassiques.

Les faibles concentrations en TiO<sub>2</sub>, observées dans les grès matures ( $0,15 \pm 0,10$ ) et les quartzites ( $0,14 \pm 0,11$ ), ne suggèrent pas la présence de quantités significatives de phyllosilicates dans les roches (ex. **Condie, 1993**). À l'opposé, ces minéraux sont probablement présents dans les roches sédimentaires immatures du Groupe de Cobalt car les concentrations en TiO<sub>2</sub> sont nettement plus élevées ( $0,63 \pm 0,04$ ).



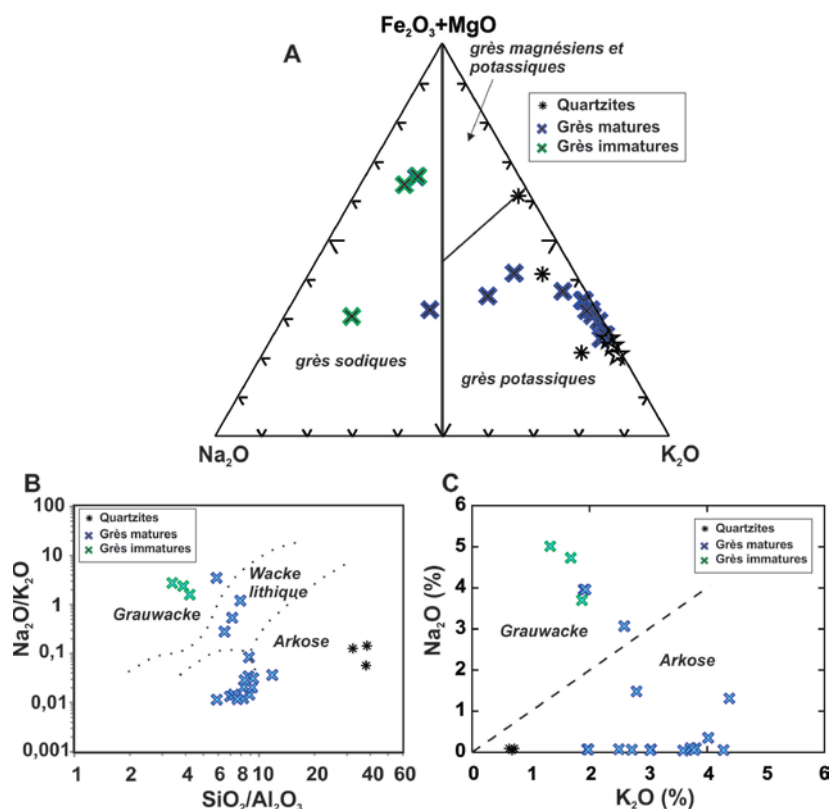
**Figure 4.10.** Variation des concentrations en éléments majeurs (% pds) en fonction des concentrations en  $Al_2O_3$  (% pds) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt (grès matures et immatures et conglomérats). Notez la subdivision des échantillons en quatre catégories (conglomérats, grès matures, grès immatures et quartzites).



**Figure 4.11.** Diagrammes montrant les valeurs de corrélation entre le SiO<sub>2</sub> (A) et l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (B) et les autres éléments majeurs et traces des grès matures et immatures du Groupe de Cobalt. Données provenant de la matrice de corrélation de Pearson.

Sur le diagramme ternaire Na<sub>2</sub>O - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO - K<sub>2</sub>O, les roches du Groupe de Cobalt se projettent dans plusieurs domaines (**Figure 4.12a**). Quatre échantillons de grès tombent dans le champ des grès sodiques. Trois de ces échantillons correspondent à la population de roches sédimentaires immatures vraisemblablement associée à la Formation de Gowganda. D'un autre côté, la majorité des échantillons de grès du Groupe de Cobalt tombent dans le champ des grès potassiques ce qui est compatible avec l'observation pétrographique. La variabilité observée dans la population des conglomérats reflète la présence de proportions de fragments granitiques et volcaniques d'un site d'échantillonnage à l'autre (**Figure 4.12a**). Notez que ce diagramme n'a pas été conçu pour des échantillons grossiers comme des conglomérats. Selon les rapports SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O du diagramme de **Pettijohn et al. (1987)**, les grès du Groupe de Cobalt ont des compositions variables et semblables à celles de roches sédimentaires de type arkose, wacke lithique et grauwacke (**Figure 4.12b**). La présence d'une importante population de grès arkosique est de plus suggérée par la figure Na<sub>2</sub>O vs K<sub>2</sub>O de **Pettijohn et al. (1987)** (**Figure 4.12c**).

### Roches sédimentaires du Groupe de Cobalt

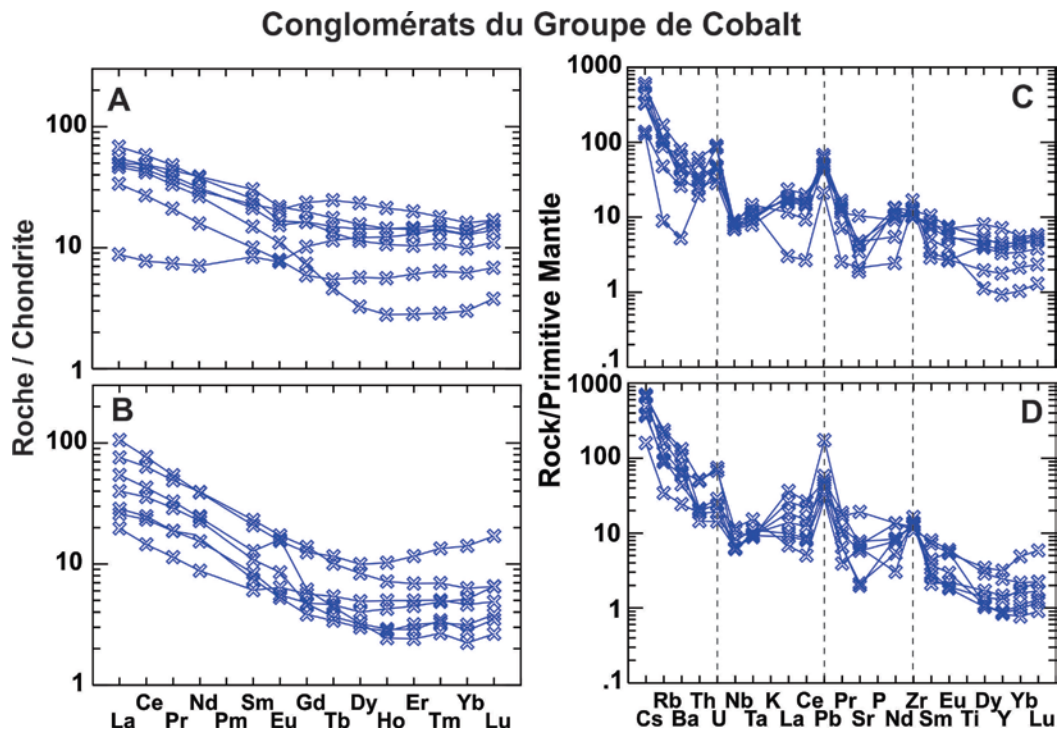


**Figure 4.12.** Diagrammes de classification des roches sédimentaires siliciclastiques du Groupe de Cobalt en fonction des éléments majeurs. A) Diagramme ternaire  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$  de **Blatt et al. (1980)**. B) Digramme  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  modifié de **Pettijohn et al. (1987)** et C) diagramme  $\text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (**Pettijohn et al. (1987)**). Les éléments majeurs sont exprimés en % pds.

### 4.3.2 Éléments traces

Les conglomérats du Groupe de Cobalt montrent des variations d'abondances en terres rares, normalisées aux chondrites-C1 (N), de 8,8 à 106 pour ce qui est du  $\text{La}_N$  et de 2,2 à 16,1 pour ce qui est de  $\text{Yb}_N$ . Le fractionnement des terres rares légères  $[\text{La}/\text{Sm}]_N$  varie de 1,1 à 5,1 et celui des TR lourdes  $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N$  de 0,8 à 2,8 (**Figures 4.13 et 4.14**). Dans l'ensemble, les conglomérats montrent des anomalies en europium généralement négligeables ( $\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ ) ( $0,98 \pm 0,22$ ) (**Figures 4.13a et b**). Toutefois, certains échantillons montrent des anomalies négatives pouvant atteindre 0,80. Cette caractéristique reflète la présence d'une forte proportion de fragments granitiques

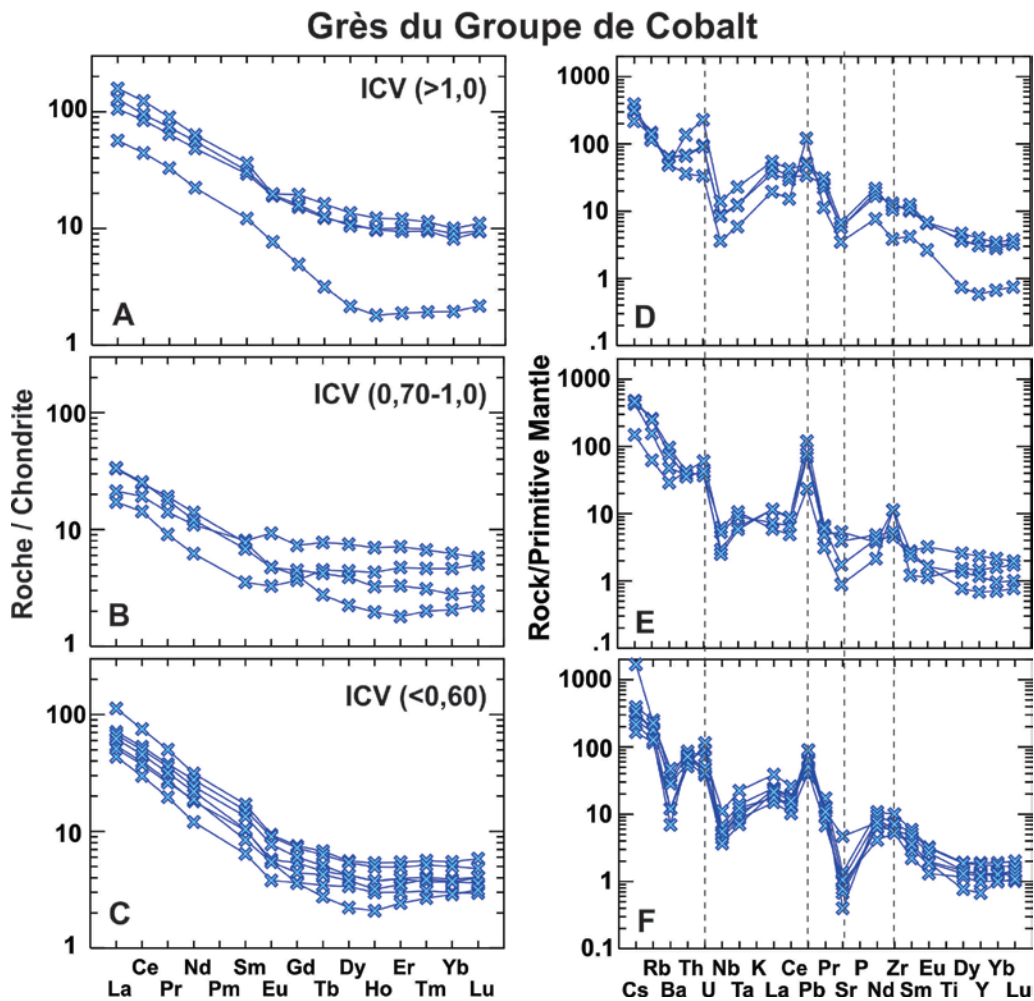
potassiques dans ces roches conglomératiques. Les conglomérats montrent fréquemment des anomalies positives en zirconium par rapport aux lanthanides (**Figure 4.13a et b**). Ceci suggère l'accumulation de minéraux lourds comme le zircon. Étant donné que le zircon est une phase minérale enrichie en TR lourdes, la présence de zircon dans plusieurs des échantillons conglomératiques expliquerait l'enrichissement en TR lourdes observé dans les échantillons marqués par une anomalie positive en zirconium par rapport aux concentrations en Sm et Nd sur les spectres d'éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif (**Figure 4.13c et d**).



**Figure 4.13.** Spectres des terres rares des conglomérats du Groupe de Cobalt (membre de Coleman) normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (**A et B**) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif. Valeurs de normalisation selon **McDonough et Sun (1995)** (**C et D**).

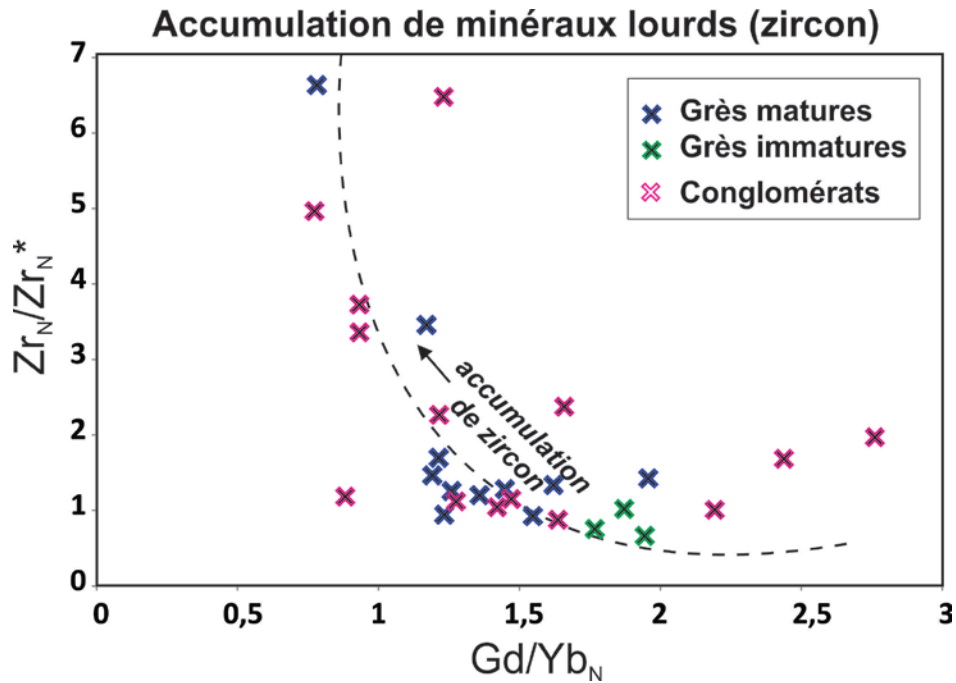
Les données de corrélation pour les grès et siltstones, présentées à la **figure 4.11 (a et b)**, montrent que les terres rares, les éléments de type HFSE (éléments à fort champ ionique) et les actinides sont fortement anticorrélés au  $\text{SiO}_2$  et positivement corrélés aux concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . À priori, ceci suggère une forte dilution de ces éléments traces par l'enrichissement en quartz des sédiments lors du processus de transport sédimentaire.

Les grès (et siltstones) matures et immatures du Groupe de Cobalt montrent des variations d'abondances des terres rares, normalisées aux chondrites-C1, de 17 à 158 pour ce qui est du  $La_N$  et de 1,9 à 10 pour ce qui est de l' $Yb_N$ . Le fractionnement des terres rares légères  $[La/Sm]_N$  varie de 2,65 à 6,79 et celui des TR lourdes  $[Gd/Yb]_N$  de 0,79 à 2,54. Les grès du Groupe de Cobalt montrent généralement des anomalies modérées mais toutefois significatives en europium ( $Eu_N/Eu_N^*$ ) ( $0.84 \pm 0.11$ ). Certains échantillons de grès montrent des anomalies en europium pouvant atteindre 0,71 ce qui semble refléter la présence de granites potassiques dans la région source des sédiments.



**Figure 4.14.** Spectres des terres rares des grès et siltstones du Groupe de Cobalt normalisés aux valeurs des chondrites-C1 (A, B et C) et éléments traces normalisés aux valeurs du manteau primitif. Valeurs de normalisation selon **McDonough et Sun (1995)** (D, E et F). Sur ces diagrammes, les échantillons sont subdivisés en fonction de l'indice de maturation minéralogique ICV calculé selon **Cox et al. (1995)**.

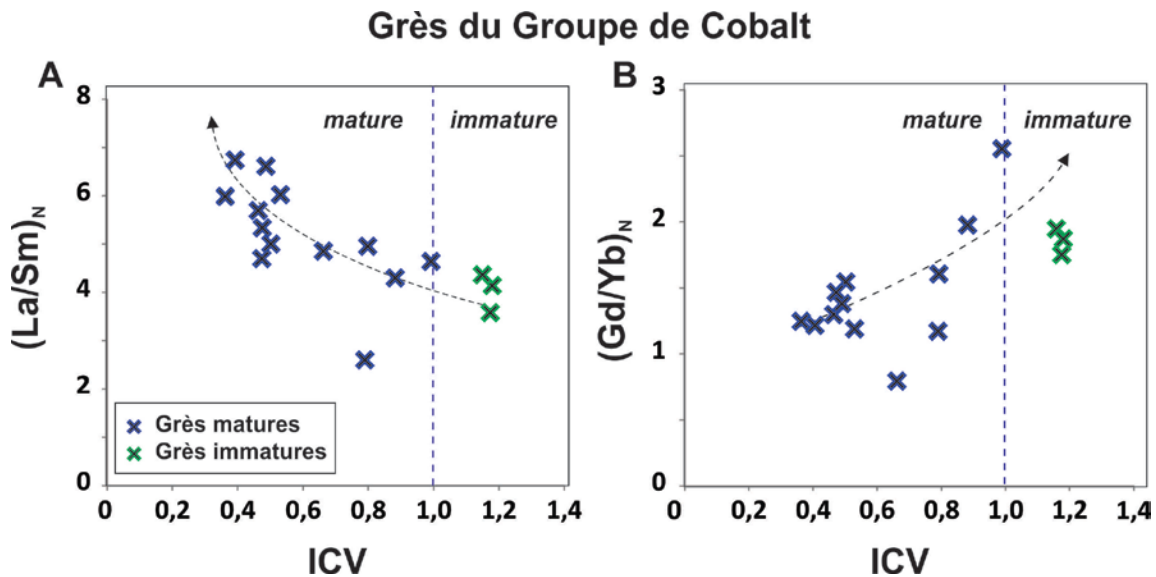
La figure suivante montre la variation des valeurs de l'anomalie du zirconium  $Zr_N/Zr_N^*$  ( $Zr_N/Zr_N^* = Zr_N / ((Nd_N+Sm_N)/2)$  ou N: *normalisation chondritique*) par rapport au fractionnement des terres lourdes exprimé par le ratio  $Gd/Yb_N$ . La tendance géochimique observée souligne l'effet d'accumulation de zircon dans les conglomérats et aussi dans certains échantillons de grès matures du Groupe de Cobalt (**Figure 4.15**).



**Figure 4.15.** Variation de l'anomalie en zirconium ( $Zr_N/Zr_N^*$ ) en fonction du fractionnement des terres rares lourdes exprimé par le ratio  $Gd/Yb_N$ . Notez l'importance de l'accumulation de zircon dans les conglomérats et dans certains échantillons de grès matures du Groupe de Cobalt. Valeurs normalisées aux chondrites-C1 de **McDonough et Sun (1995)**.

D'une façon générale, le fractionnement des terres rares légères  $(La/Sm)_N$  tend à augmenter en fonction de l'accroissement de la maturité minéralogique des grès du Groupe de Cobalt (**Figure 4.16a**). A l'opposé, le fractionnement relatif des terres rares lourdes  $(Gd/Yb)_N$  diminue en fonction de l'augmentation de la maturité des grès. Les spectres de terres rares des échantillons de grès matures sont donc fortement impactés par les mécanismes responsables de l'augmentation du degré de maturation

minéralogique (transport sédimentaire, tri hydraulique, stabilité des minéraux) des sédiments du Groupe de Cobalt. Ces observations démontrent qu'il faut faire attention à l'interprétation des spectres de terres rares de ce type de roches sédimentaires. De plus, contrairement aux roches immatures du Groupe de Pontiac, les grès matures du Groupe de Cobalt montrent régulièrement, en affleurement, de petits horizons noirs centimétriques contenant des minéraux lourds ce qui démontre une bonne séparation des minéraux légers (ex. argiles, quartz, feldspath) et lourds (chromite, ilménite, zircon, monazite) lors de la sédimentation. Une accumulation de minéraux lourds comme la titanite, le zircon ou la monazite peut fortement fractionner les éléments du groupe des terres rares ainsi que les éléments à fort champ ionique comme le Nb-Ta (titanite, rutile) et le Zr-Hf (zircon).



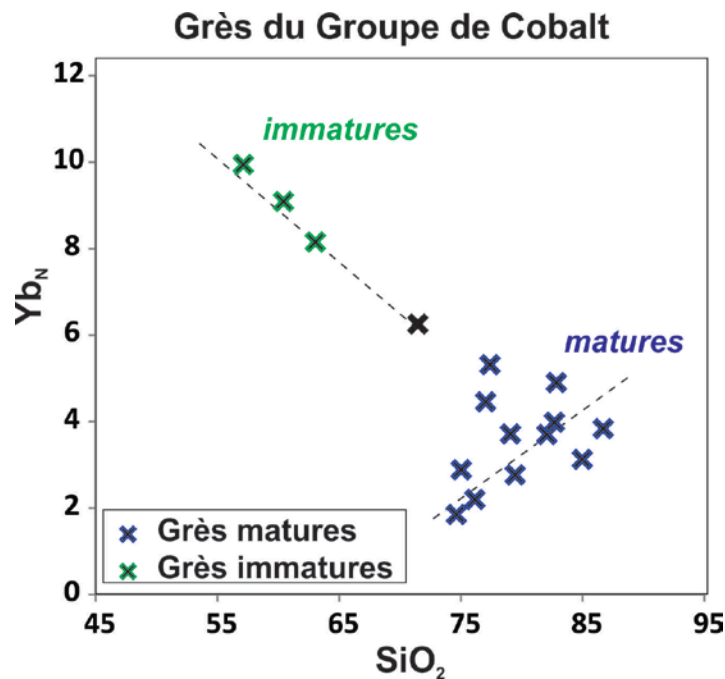
**Figure 4.16.** Variations du fractionnement en terres rares légères  $(La/Sm)_N$  et lourdes  $(Gd/Yb)_N$  ( $N$ = normalisées aux valeurs des chondrites-C1 de **McDonough et Sun, 1995**) en fonction de l'indice de maturité minéralogique (ICV). De faibles valeurs de l'indice ICV indiquent la présence de sédiments de haute maturité minéralogique.

### 4.3.3 Corrélations et analyse en composante principale

Dans les grès du Groupe de Cobalt, les abondances en TR légères (ex. La) corrélient avec celles de  $Al_2O_3$  ( $R : Al_2O_3-La = 0,75$ ). Ceci contraste nettement avec la faible de corrélation observée entre ces éléments dans les roches sédimentaires archéennes du Groupe de Pontiac ( $R : Al_2O_3-La = 0,28$ ). Ceci pourrait suggérer, pour les roches du

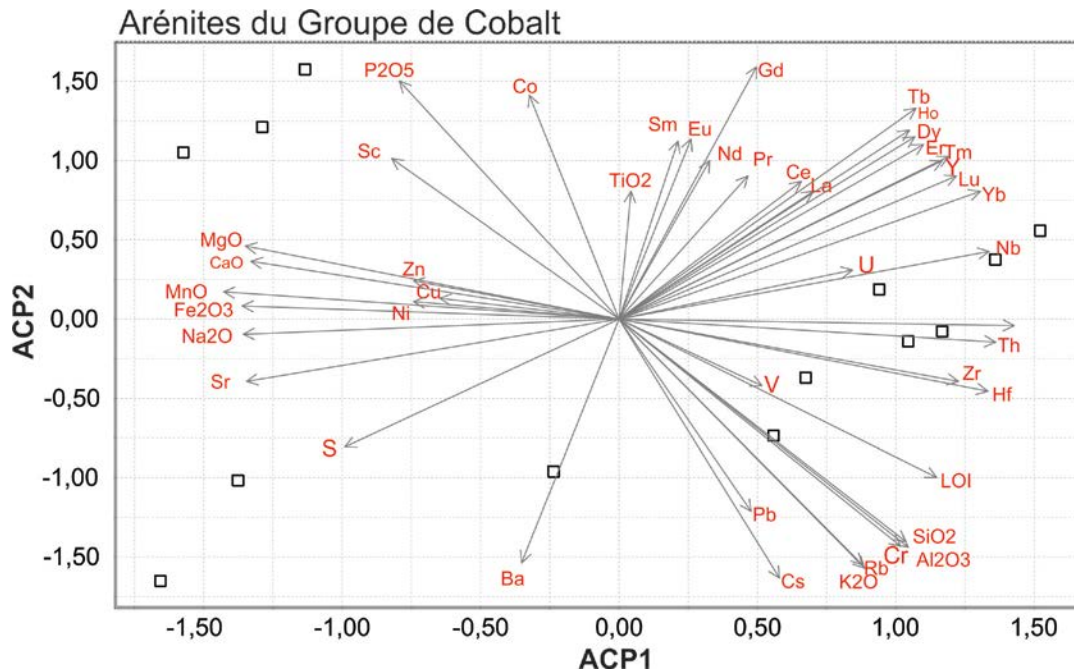


Groupe de Cobalt, l'incorporation préférentielle des TR légères dans des minéraux argileux ou micacés. D'un autre côté, ceci pourrait s'expliquer par une dilution de la fraction potassique (fraction riche en feldspath potassique et terres rares légères dérivée des granites) par le quartz lors de l'augmentation de la maturation minéralogique des sédiments. De plus, pour les grès du Groupe de Cobalt, la corrélation est encore plus forte entre  $Al_2O_3$  et les concentrations de terres lourdes comme l'Yb ( $R : Al_2O_3$ -Yb = 0,89). La corrélation observée entre les terres lourdes (Yb) et l' $Al_2O_3$  est plus complexe a interprétée car l'accumulation de minéraux lourds comme le zircon, qui est une phase naturellement enrichie en terres rares lourdes, doit être considérée lors de la sédimentation de sédiments matures comme ceux du Groupe de Cobalt. De plus, notons que l'ytterbium corrèle négativement avec la  $SiO_2$  dans les roches immatures (membre de Coleman) tandis que pour les grès matures de la Formation de Lorrain, l'ytterbium tend à augmenter en concentration en fonction de la concentration en  $SiO_2$  (**Figure 4.17**).



**Figure 4.17.** Variation des abondances en ytterbium normalisées aux chondrites-C1 de **McDonough et Sun (1995)** par rapport aux concentrations en  $SiO_2$  (% pds) des grès matures et immatures du Groupe de Cobalt.

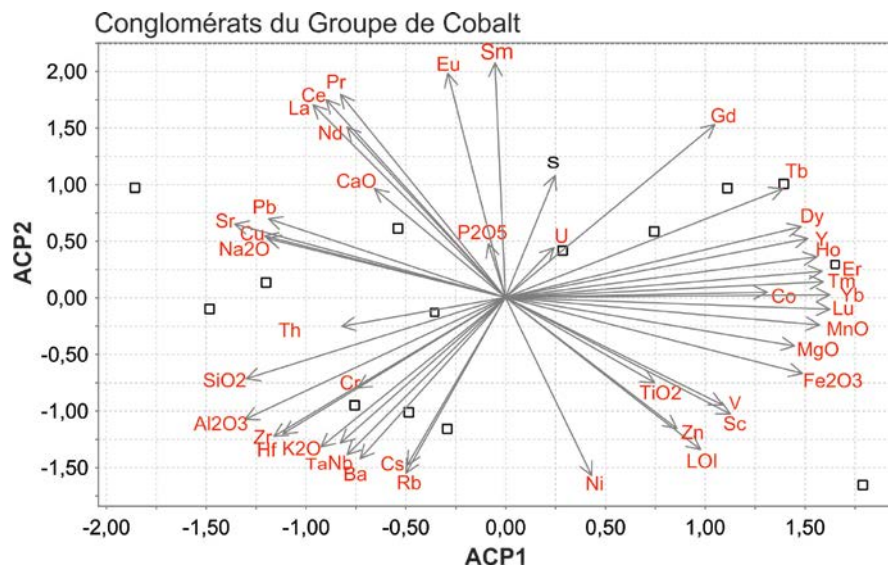
Afin de préciser la nature probable des processus impliqués lors de la sédimentation des roches du Groupe de Cobalt, nous présentons dans cette section quelques calculs d'analyse en composante principale (ACP) effectués sur les concentrations en éléments majeurs et traces transformées en valeurs logarithmiques centrées et réduites (**Figure 4.18**). L'analyse en composante principale montre que les facteurs ACP1 et ACP2 expliquent 53% de la variance géochimique observée dans les roches sédimentaires de la Formation de Lorrain. Les valeurs des axes ACP1 et ACP2 pour les variables (flèches) et celles recalculées pour l'espace des échantillons (carrés) sont représentées sur la même figure afin de simplifier la présentation des données (**Figure 4.18**). Cette figure montre des regroupements particuliers et très différents de ceux observés pour les grès immatures du Groupe de Pontiac. Premièrement, un regroupement de variables ( $K_2O$ , Rb, Cs,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  et Pb), le long de valeurs positives de l'axe ACP1 et négatives pour ce qui est de l'axe ACP2, suggère un contrôle par la microcline (ou orthose) détritique ou par des fragments de roches granitiques riches en feldspaths potassiques. La présence du plomb dans la composante feldspathique est plausible car **Qian et al. (2003)** ont démontré que le feldspath potassique contient généralement de 2 à 10 fois plus de plomb que la roche totale (ex. granites, gneiss, grès). Cette observation est d'autant plus importante que les grès de la Formation de Lorrain contiennent des feldspaths potassiques. L'association CaO-MgO-MnO- $Fe_2O_3$ - $Na_2O$ -Sr-Zn-Cu-Ni, le long de l'axe ACP1 négatif, implique la présence d'une composante mafique dans les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt (**Figure 4.18**). Ceci est compatible avec l'observation d'une forte proportion de clastes basaltiques et gabbroïques dans les conglomérats de la Formation de Gowganda. La projection des variables Zr, Hf, Nb, Ta, U et des terres rares lourdes le long de valeurs fortement positives de l'axe ACP1 correspond probablement à un pôle contrôlé par l'accumulation de minéraux lourds comme le zircon et les titanates (ex. titanite, rutile, ilménite). Ceci est compatible avec l'observation de laminations sub-centimétriques de minéraux opaques dans les grès matures de la Formation de Lorrain.



**Figure 4.18.** Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des grès de la Formation de Lorrain (Groupe de Cobalt). Les données ont été transformées en log (base 10) et sont centrées-réduites avant le calcul de l'analyse en composante principale.

L'analyse en composante principale, pour la population d'échantillons de conglomérats du Groupe de Cobalt, montre que le  $\text{SiO}_2$  se projette dans le domaine de valeurs négatives d'axes ACP1 et ACP2 tout comme le  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Nb, Ta, Ba, Cs, Rb, et le Th (**Figure 4.19**). Ceci est un regroupement de variable témoignant d'une importante composante associée à une source felsique granitique. A l'opposé, les variables  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , Sc, Ni, MgO, Zn et MnO, qui se projettent le long de l'axe ACP1 pour des valeurs positives et négatives pour ce qui est de l'axe ACP2, témoignent d'une composante provenant d'une source mafique (basalte et gabbro). Ces regroupements de variables sont parfaitement compatibles avec l'observation des fragments mafiques et granitiques dans les conglomérats (**Figures 4.2, 4.3 et 4.4**). Tout comme pour les grès du Groupe de Cobalt, les terres rares légères et lourdes sont fortement découplées dans la population d'échantillons de conglomérats de la Formation de Gowganda. Les terres rares légères se projettent le long de l'axe ACP2 positif tout comme le CaO et le  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Ceci pourrait suggérer la présence d'apatite dans ces roches (matrice sableuse riche en apatite ?).

Notez que les variables Zr et Hf ne sont pas corrélées aux TR lourdes sur la **figure 4.19**. Ceci suggère que l'accumulation de zircon n'est pas si importante dans les conglomérats. Notez que pour des roches immatures, comme les conglomérats de la Formation de Gowganda, le Zr et les zircons résident principalement dans les blocs (fragments) granitiques.



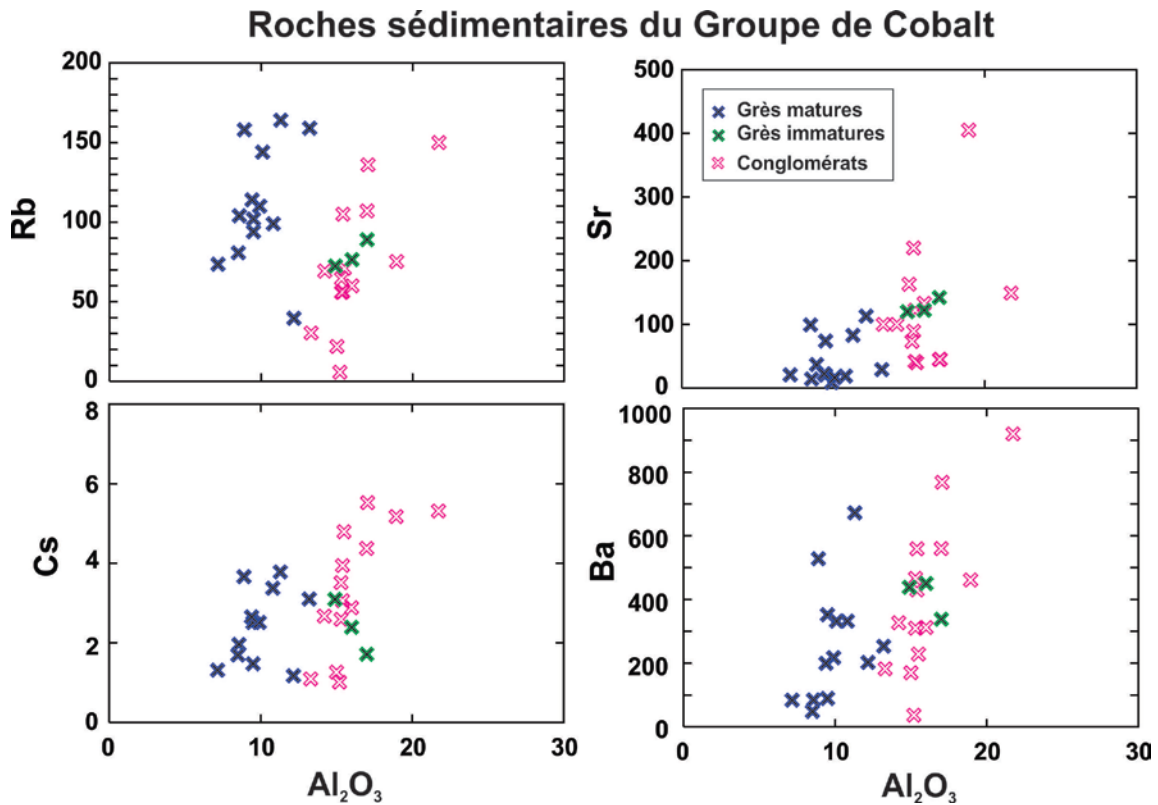
**Figure 4.19.** Analyse en composante principale des éléments majeurs et traces des échantillons de conglomérats de la Formation de Gowganda (Groupe de Cobalt). Les données ont été transformées en log (base 10) et sont centrées-réduites avant le calcul de l'analyse en composante principale.

#### 4.3.4 Éléments alcalins et alcalino-terreux

Les concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba varient considérablement dans les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. Dans les conglomérats, le Rb, le Cs et le Ba corrént avec les abondances en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (**Figure 4.20**) ( $R > 0,70$ ) mais peu avec le Sr ( $R_{\text{Sr-Al}_2\text{O}_3} = 0,24$ ). Dans ces mêmes roches, le Rb, Cs et Ba corrént fortement avec le  $\text{K}_2\text{O}$  ( $R_{\text{Rb-K}_2\text{O}} = 0,86$ ;  $R_{\text{Cs-K}_2\text{O}} = 0,70$ ;  $R_{\text{Ba-K}_2\text{O}} = 0,84$ ) mais très peu avec le Sr ( $R_{\text{Sr-K}_2\text{O}} = 0,24$ ). Le Rb et le Sr sont très faiblement corrélés ( $R_{\text{Rb-Sr}} = 0,1$ ) ce qui suggère que la région source des conglomérats a été affectée par de l'intempérisme chimique (**Nesbitt et Young, 1989**).

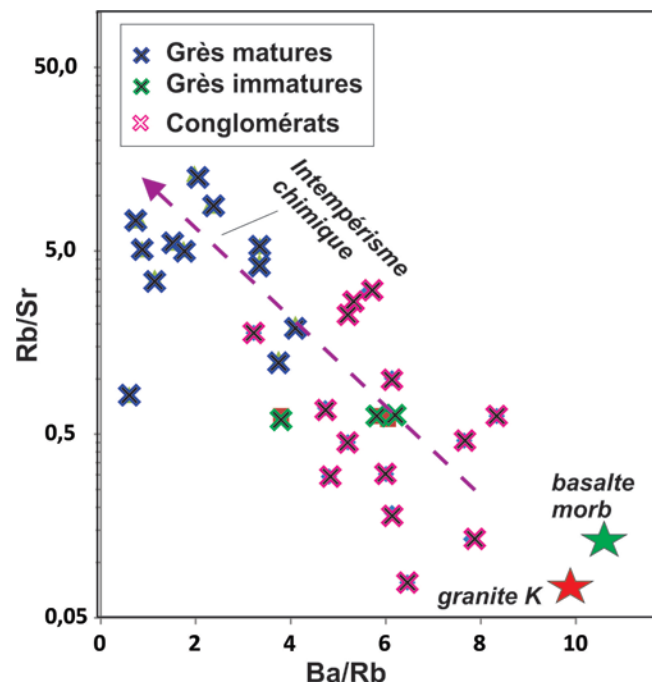
Pour les grès du Groupe de Cobalt, les corrélations observées suggèrent une relation complexe entre les éléments alcalins, alcalino-terreux et l' $\text{Al}_2\text{O}_3$  (**Figure 4.20**).

Premièrement, la présence de deux populations d'échantillons (une mature, l'autre immature) nécessite de calculer les corrélations indépendamment. Pour la population dominante (mature) de la Formation de Lorrain, le Rb et le Cs corrélient avec les abondances en  $Al_2O_3$  ( $R > 0,64$ ) mais peu avec le Ba et le Sr ( $R < 0,32$ ). Dans ces mêmes roches, le Rb et Cs corrélient avec le  $K_2O$  ( $R_{Rb-K_2O} = 0,99$ ;  $R_{Cs-K_2O} = 0,87$ ;  $R_{Ba-K_2O} = 0,71$ ) mais peu avec le Sr ( $R_{Sr-K_2O} = 0,32$ ). Le Rb et le Sr sont très faiblement corrélés ( $R_{Rb-Sr} < 0,003$ ) ce qui suggère que la région source des grès de la Formation de Lorrain a également été affectée par de l'intempérisme chimique (Nesbitt et Young, 1989). Notez que le nombre limité d'échantillons dans la population de roches immatures (N=3) ne permet pas d'établir des corrélations significatives.



**Figure 4.20.** Variation des concentrations en Rb, Sr, Cs et Ba (ppm) en fonction des concentrations en  $Al_2O_3$  (% pds) des grès matures et immatures et des conglomérats du Groupe de Cobalt.

Les faibles valeurs du rapport Ba/Rb et les hautes valeurs du rapport Rb/Sr, observées dans les grès matures et immatures du Groupe de Cobalt, impliquent des mécanismes sédimentaires complexes impliquant, entre autres, de l'intempérisme chimique d'intensité variable (**Figure 4.21**). Ce processus fractionne les éléments alcalins et alcalino-terreux car des éléments comme le Rb (cation monovalent) sont plus stables dans les profils d'altérations que d'autres éléments comme le Sr et le Ba (cations divalents) qui tendent à être lessivés par les eaux de drainage des sols (ex. **Middelburg et al., 1998; Ling et al., 2015**). L'érosion mécanique de profils d'altération de sol produit des sédiments détritiques avec des rapports Rb/Sr enrichis et Ba/Rb appauvris par rapport aux valeurs observées dans des roches sources comme les granites potassiques et les basaltes (**Figure 4.21**). Notez que le fractionnement des éléments alcalins et alcalino-terreux ne peut s'expliquer par un simple mécanisme de dilution par l'accumulation du quartz (SiO<sub>2</sub>) dans sédiments plus matures.

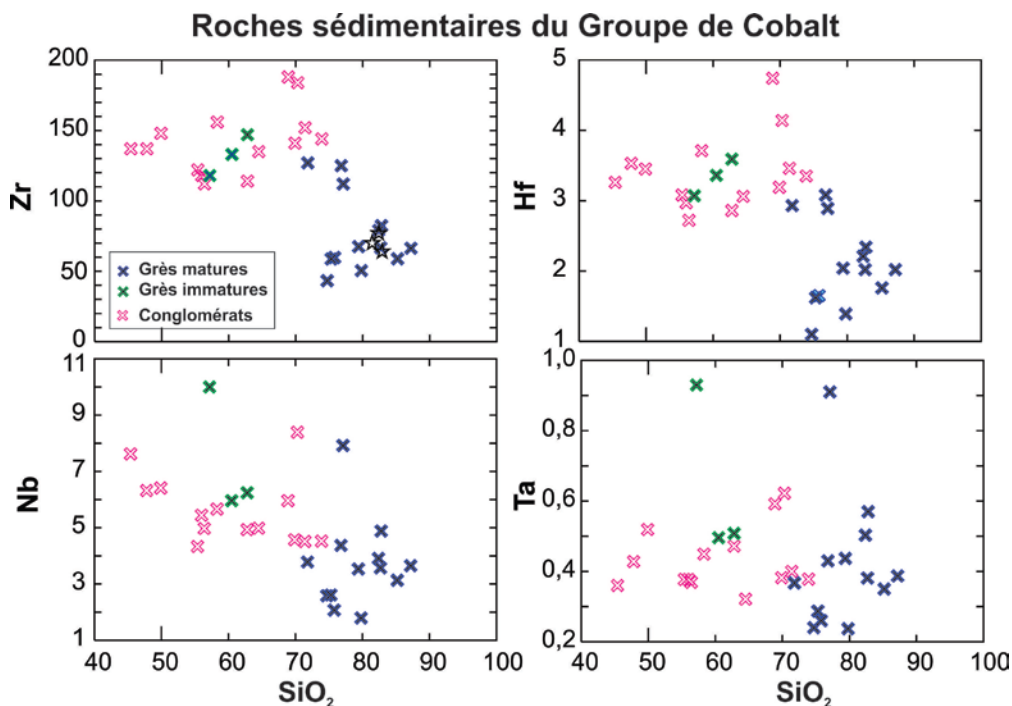


**Figure 4.21.** Diagramme Rb/Sr vs Ba/Rb des grès matures et immatures et des conglomérats du Groupe de Cobalt. Les valeurs moyennes de basaltes juvéniles (approximées par la composition moyenne des basaltes de type n-morb) et de granites archéens ( **McDonough et Sun, 1995; Wedepohl, 1995**) sont indiquées afin de souligner l'importance du fractionnement des ratios Ba/Rb et Rb/Sr relié aux processus d'intempérisme chimique des régions sources lors de la formation des sédiments du Groupe de Cobalt.

Les roches gréseuses du Groupe de Cobalt sont de plus caractérisées par des rapports Rb/Cs élevés ( $45 \pm 11$ ) par rapport aux valeurs observées dans les roches sédimentaires archéennes du Groupe de Pontiac ( $17,3 \pm 9,5$ ). Cette différence peut s'expliquer par la forte proportion de feldspaths potassiques dans les grès matures du Groupe de Cobalt. En effet, en raison de sa charge et de son rayon ionique, le Rb peut facilement se substituer pour le K dans la structure cristalline des feldspaths potassiques. A l'opposé, les caractéristiques ioniques du Cs rendent plus difficiles son incorporation dans la structure cristalline du feldspath potassique. Conséquemment, le ratio Rb/Cs est naturellement plus élevé dans le feldspath potassique qui est une composante dominante des grès matures du Groupe de Cobalt. Tout comme pour les grès du Pontiac, la présence de terrains métamorphiques de haut grade (ex. granulites) dans la région source des sédiments du Groupe de Cobalt est peu probable compte tenu des faibles rapports Rb/Cs observés dans ces grès. Notez que le rapport Rb/Cs peut atteindre 2000 dans des terrains granulitiques (**Hart et Reid, 1991**).

#### **4.3.5 Éléments à fort champ ionique, actinides et Pb**

Dans l'ensemble, les corrélations entre les concentrations de HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) et le  $\text{SiO}_2$  sont faibles ( $R < 0,42$ ) dans les conglomérats du Groupe de Cobalt. Ceci reflète le caractère immature de ce type de sédiments. D'un autre côté, dix des treize échantillons de grès matures du Groupe de Pontiac montrent une tendance d'enrichissement en Zr, Hf, Nb et Ta en fonction de l'augmentation des concentrations en  $\text{SiO}_2$  (**Figure 4.22**). Ceci semble indiquer la présence probable d'une plus grande quantité de minéraux lourds dans les grès riches en  $\text{SiO}_2$  (plus haute maturité minéralogique).



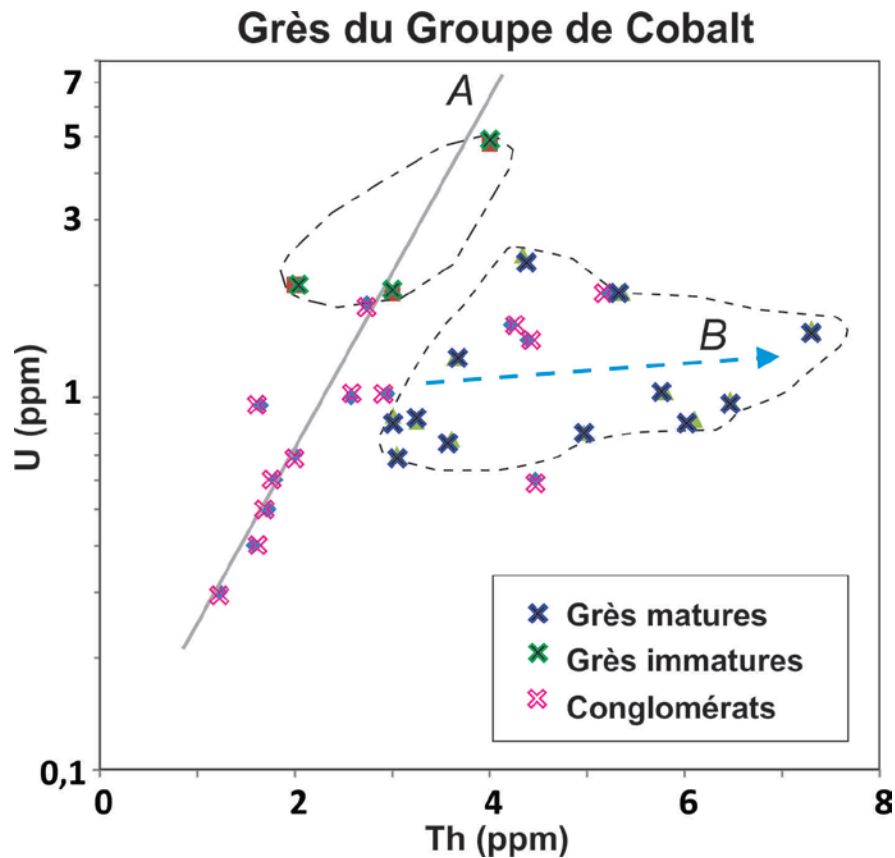
**Figure 4.22.** Variation des concentrations en HFSE (Zr, Hf, Nb et Ta) (ppm) en fonction des concentrations en  $\text{SiO}_2$  (% pds) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt.

Dans la population de grès matures, le thorium corrèle fortement avec les autres éléments du groupe des HFSE ( $R > 0,81$ ). Ceci contraste avec la faible corrélation observée entre ces éléments dans les conglomérats ( $R < 0,20$ ). Pour les grès matures, ceci suggère que les processus responsables des variations de concentrations observées en HFSE le sont aussi pour un actinide relativement insoluble et réfractaire comme le thorium.

Les variations de concentrations en thorium, portées en fonction de l'uranium, montrent deux tendances (**Figure 4.23**). La première, montre des échantillons distribués selon une droite A qui souligne une bonne corrélation avec l'uranium. Cette dernière a une pente typique de compositions crustales. A l'opposé, le vecteur (B) souligne un enrichissement en Th sans ou avec peu d'enrichissement en U. Les sédiments matures du Groupe de Cobalt (Formation de Lorrain) tombent le long du vecteur B qui suggère des pertes en U reliées à de l'intempérisme chimique en milieu plus oxydant (Paléoprotérozoïque) comparativement aux conditions très réductrices prévalentes lors



de l'intempérisme chimique de la région source des roches sédimentaires archéennes du Pontiac.

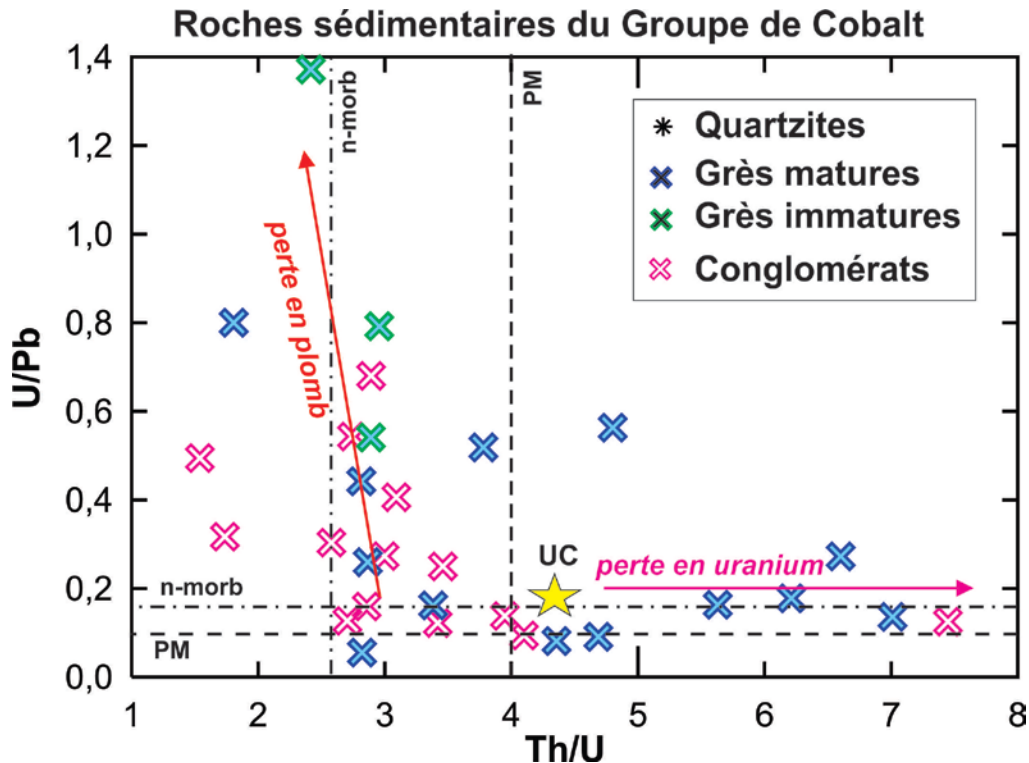


**Figure 4.23.** Diagramme montrant la variabilité des concentrations en uranium et thorium (ppm) des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. Vecteur A : tendance crustale normale. Vecteur B : perte relative en uranium lors de l'enrichissement en thorium reliée à de l'intempérisme chimique en milieu plus oxydant.

L'étude détaillée du diagramme U/Pb vs Th/U permet de discuter sommairement de la nature probable des processus géochimiques impliqués lors du fractionnement des actinides et du plomb dans les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt (**Figure 4.24**). Par exemple, les six échantillons de grès (matures), caractérisés par des ratios Th/U > à 4, semblent affectés par une perte relative en uranium. Cette perte, occasionnant des rapports Th/U élevés, est possiblement reliée à de l'intempérisme chimique en milieu plus oxydant à l'époque de sédimentation du Groupe de Cobalt (**Sekine et al., 2011**). Contrairement au fer, en conditions plus oxydantes, l'uranium est plus mobile et sera

progressivement appauvrit par rapport au Th qui est beaucoup plus insoluble et réfractaire dans les sols et profils d'altérations (**Ling et al., 2015**). Notez que pour les grès archéens du Groupe de Pontiac, le rapport Th/U est très peu fractionné dans la population d'échantillon éloignée des granitoïdes (population peu affectée par le métasomatisme). Dans cette population, le ratio Th/U est de 2,92 et l'écart-type est de seulement 0,59. Le faible fractionnement du rapport Th/U dans le Groupe de Pontiac reflète la présence d'un intempérisme chimique en milieu essentiellement réducteur (uranium immobile).

En général, les conglomérats du Groupe de Cobalt et les grès immatures montrent des rapports Th/U inférieurs à la valeur moyenne de la croûte supérieure (UC; **Figure 4.24**). Ceci pourrait suggérer une plus grande proportion de fragments basaltiques dans ces roches sédimentaires. Cependant, ces roches montrent des rapports U/Pb nettement supérieurs aux valeurs observées dans des basaltes juvéniles (ex. MORB). Ceci suggère que plusieurs échantillons de conglomérats et de grès immatures sont enrichis en uranium. Il est également probable qu'une partie du plomb ait été mobilisé dans ces roches sédimentaires. Selon **McLennan et al. (2000)**, les données isotopiques en Pb des grès huroniens des Groupes d'Elliot Lake et de Hough Lake (cycle inférieur du Super Groupe Huronien) montrent une forte ré-homogénéisation tardive du plomb ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}$  vs  $^{204}\text{Pb}$ ) vers un âge de 1,7 Ga (environ 700 ma après la sédimentation).



**Figure 4.24.** Diagramme U/Pb vs Th/U des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. Valeurs de n-morb et PM (Primitive Mantle) selon **McDonough et Sun (1995)**.

#### 4.4 DISCUSSION

4.4.1 Effets de l'intempérisme chimique et du fractionnement granulodensitométrique des minéraux lourds et légers sur la composition des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt.

##### 4.4.1.1 Intempérisme chimique de la région source

La composition chimique des roches sédimentaires dépend principalement de la composition et des conditions d'intempérisme affectant la région source des sédiments (**Nesbitt et Young, 1989; Nesbitt et al., 1996; Bahlburg et Dobrzinski, 2011**). L'intempérisme chimique (ou *Chemical Weathering*) de la région source est un paramètre critique à considérer dans l'étude géochimique de sédiments récents ou anciens. Dans le cas de roches sédimentaires riches en feldspaths potassiques comme les arkoses, les données de la littérature scientifique suggèrent un contexte de météorisation chimique modéré dans des régions sources dominées par la présence de granites potassiques (**Dickinson, 1985**). La présence d'un climat aride (désertique ou arctique), associé à de forts reliefs granitiques, peut favoriser la formation d'arkoses. Notez que

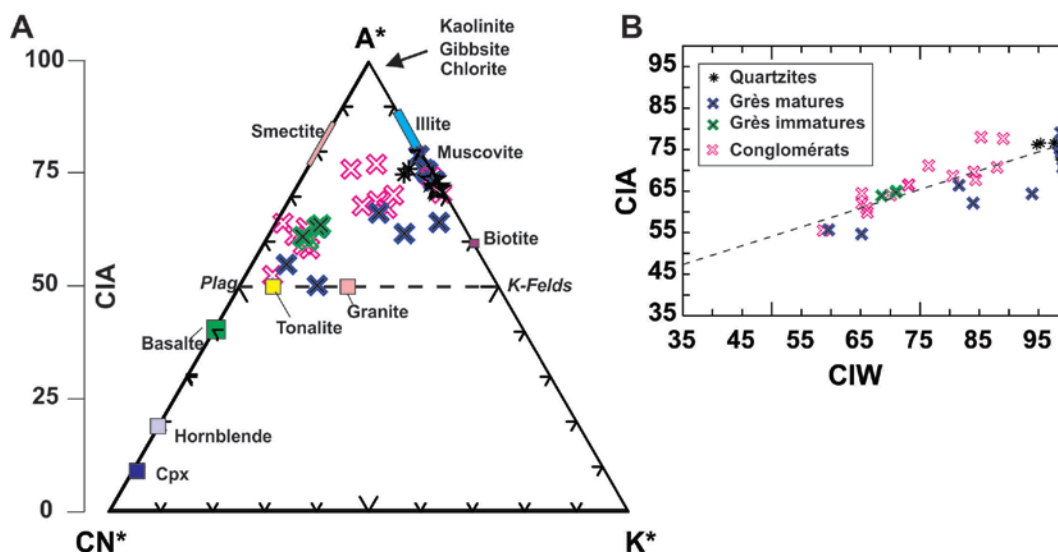
dans des conditions d'intempérisme chimique modérées, les feldspaths potassiques résistent mieux que les plagioclases. Ceci peut parfois expliquer la présence d'une plus forte proportion de feldspaths potassiques dans ce type de grès. D'un autre côté, des grès potassiques peuvent aussi se former sous des conditions climatiques favorables aux processus d'intempérisme chimique. Dans ce cas, la présence de hauts reliefs granitiques et des mécanismes d'érosion et de transport sédimentaires rapides favoriseraient la préservation d'une certaine proportion de feldspaths en minimisant la destruction de ces minéraux par les processus d'abrasion (**Buggs, 2009**). La présence de soulèvement tectonique dans un environnement de horst et graben est un contexte géologique favorable à la formation et à la préservation des arkoses et grès potassiques.

**Nesbitt et Young (1982)** ont proposé l'utilisation de l'indice chimique d'altération (CIA), ou  $CIA = \frac{Al_2O_3}{[Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O]}$ . Pour le calcul de l'indice, les concentrations élémentaires sont exprimées en proportion molaire et le CaO\* représente la fraction associée à la composante silicatée. De hautes valeurs de CIA indiquent un intempérisme sous des conditions semblables à celles affectant les régions inter-tropicales tandis que de faibles valeurs suggèrent des processus d'intempérisme chimique limités typiques de régions froides ou arides (**Nesbitt et Young, 1984**).

Pour les roches du Groupe de Cobalt, l'examen pétrographique, le test d'effervescence à l'acide (HCl) et les faibles valeurs de PAF démontrent que les quantités de carbonates sont négligeables dans les roches échantillonnées. Ceci n'est pas étonnant considérant la nature à dominance arkosique de plusieurs de ces grès ainsi que de la quasi-absence de déformation de ces roches dans la région d'étude. Ces observations permettent d'utiliser les concentrations en CaO provenant de l'analyse des éléments majeurs pour le calcul de l'indice CIA. Toutefois, il faut soustraire le CaO contenu dans l'apatite. Dans le cas des roches du Groupe de Cobalt, nous avons soustrait le CaO contenu dans l'apatite mais cette correction est négligeable compte tenu des faibles abondances et de la faible variabilité des concentrations en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans ces roches sédimentaires (% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> conglomérats = 0,11 ± 0,08; % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> grès matures = 0,02 ± 0,01; % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> grès immatures = 0,18 ± 0,004). Pour des régions sources, constituées de terrains gneissiques et granitiques relativement évolués, l'indice CIA est particulièrement efficace pour documenter les types

d'altérations ou le CaO, le Na<sub>2</sub>O et le K<sub>2</sub>O diminuent en concentrations lorsque l'intensité de l'intempérisme chimique augmente. Des valeurs de CIA de l'ordre de 50 à 55% témoignent généralement de conditions climatiques relativement froides ou arides (**Fedo et al., 1995**). Pour le Groupe de Cobalt, l'indice CIA est de  $64,5 \pm 0,49$  pour les grès immatures, de  $69,5 \pm 7,69$  pour les grès matures de la Formation de Lorrain et de  $66,9 \pm 5,98$  pour les conglomérats du membre de Coleman. Ceci implique un contexte d'intempérisme chimique généralement modéré à moyen. Les valeurs d'indice CIA des roches du Groupe de Cobalt sont toutefois inférieures aux valeurs observées dans des contextes tropicales humides. La **figure 4.25** montre la distribution des échantillons du Groupe de Cobalt dans l'espace A\* , CN\* et K\* du triangle de **Nesbitt and Young (1984)**. Sur ce diagramme, les échantillons les moins affectés par l'intempérisme chimique tombent près de la droite reliant les plagioclases (Plag) et les feldspaths potassiques (K-Felds). Cette figure souligne que la (ou les) région(s) source(s) des sédiments du Groupe de Cobalt ont été affectées par de l'intempérisme chimique d'intensité variable allant de modéré à moyen. Les données de la **figure 4.25** suggèrent une dispersion vers le pôle de l'illite (muscovite) en fonction de l'accroissement de l'intensité de l'intempérisme.

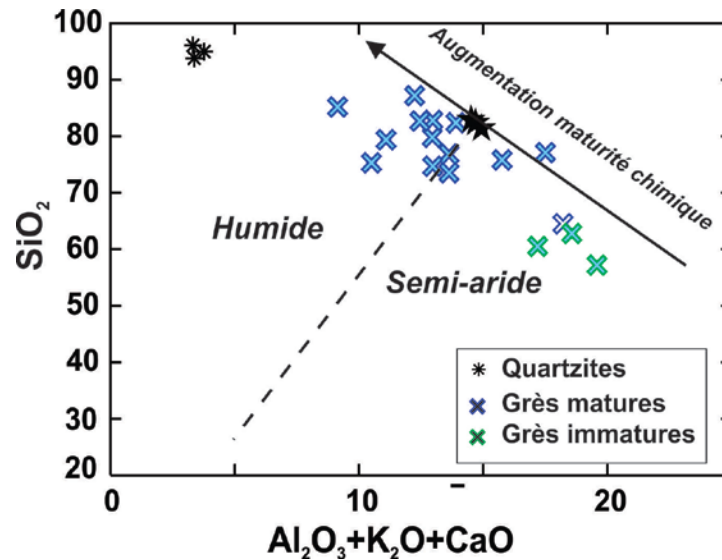
## Roches sédimentaires du Groupe de Cobalt



**Figure 4.25.** A) Diagramme A-CN-K de Nesbitt et Young (1984) basé sur l'utilisation des proportions molaires de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}^*$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ . Les concentrations en  $\text{CaO}$  ont été recalculées en soustrayant la proportion de  $\text{CaO}$  contenu dans l'apatite. Le diagramme montre les données des roches sédimentaires et métasédimentaires du Groupe de Cobalt au Témiscamingue. B) Diagramme CIA vs CIW (Chemical Index of Weathering; Harnois, 1988) permettant de vérifier que les valeurs calculées de l'indice CIA dans les roches du Groupe de Cobalt reflètent surtout l'intensité de l'intempérisme chimique et non un enrichissement métasomatique en  $\text{K}_2\text{O}$  relié à des processus diagénétiques.

La projection des échantillons de grès matures, dans le champ de conditions climatiques humides (Formation de Lorrain), et celle des grès immatures (Formation de Gowganda), dans le champ de climat aride du diagramme de Suttner et Dutta (1986) est intéressante car les grès immatures sont situés à proximité des conglomérats de la Formation de Gowganda (membre de Coleman) (Figure 4.26). Notez que les roches du Gowganda sont reconnues pour contenir des tillites (Young et al., 2001) et des sédiments varvés (Howe et al., 2016) témoignant d'une grande période glaciaire planétaire (Tang et al., 2013; Zhang et al., 2016) observée sur des séquences sédimentaires protérozoïques provenant de plusieurs continents. La suggestion de conditions humides, lors de la sédimentation des sédiments matures potassiques du Groupe de Cobalt, est importante car elle nécessite un contexte tectonique favorable à une sédimentation rapide favorisant la préservation des sédiments potassiques (arkose). Un environnement de rift continental, comme celui actuel du lac Témiscamingue, avec horst et graben, pourrait expliquer la formation ainsi

que la préservation de sédiments riches en feldspaths potassiques ainsi que la sédimentation des conglomérats immatures du membre de Coleman.



**Figure 4.26.** Diagramme SiO<sub>2</sub> (% pds) vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O+CaO (% pds) permettant de subdiviser les sédiments siliciclastiques provenant de zones climatiques humide ou semi-aride. Notez les conditions semi-arides de sédimentation suggérées pour les grès immatures et les conditions humides suggérées pour les sédiments matures du Groupe de Cobalt. Diagramme modifié de **Suttner et Dutta (1986)**.

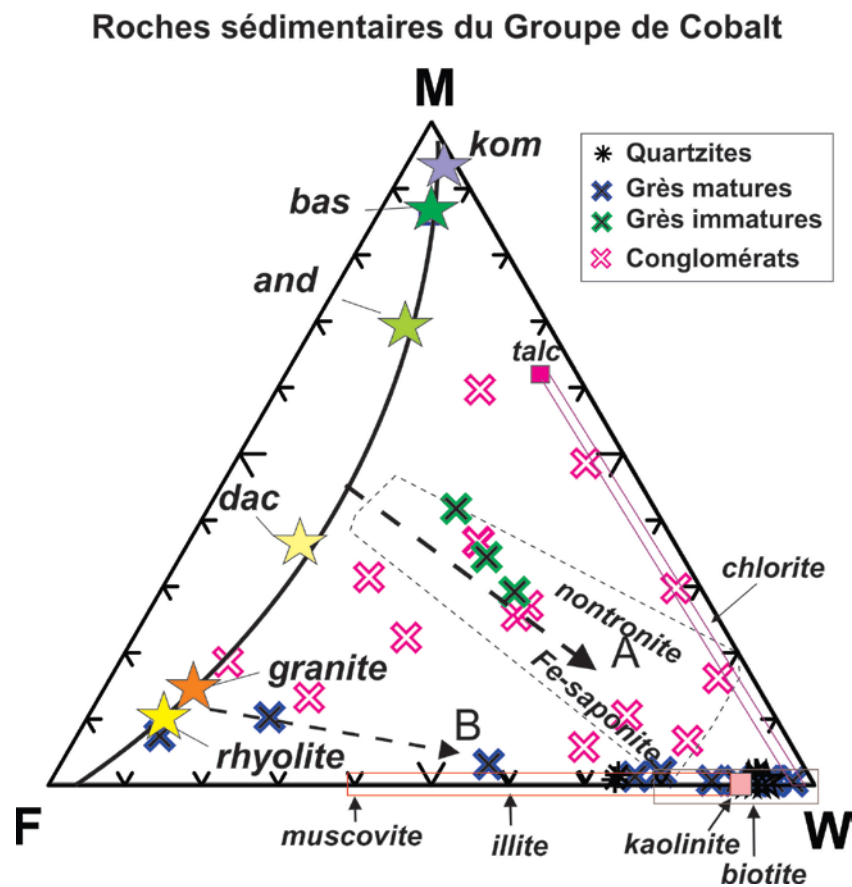
Pour évaluer l'importance des processus d'intempérisme chimique, lors de la formation de roches sédimentaires, il faut tenir compte de la possibilité d'ajouts diagénétiques en K<sub>2</sub>O. L'enrichissement diagénétique en potassium peut fortement affecter les valeurs de l'indice CIA. Dans ce cas, il est suggéré d'utiliser un autre indice d'altération ne tenant pas compte du K<sub>2</sub>O. L'indice d'intempérisme chimique CIW (**Harnois, 1988**) est parfois utilisé à cette fin car il ne comporte pas de K<sub>2</sub>O dans sa formule. Notez que l'indice CIW est calculé sur une base de proportions molaires à partir de l'équation  $CIW=100*((Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O))$  (avec CaO\* = CaO de la fraction silicatée). Pour les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt, nous avons vérifié la corrélation entre les indices CIA et CIW et la corrélation est bonne pour les roches immatures mais pas pour les roches matures. Pour ces dernières, les valeurs d'indices CIW sont systématiquement supérieures à 95 ce qui suggère des valeurs d'intempérisme chimique anormalement élevées (**Figure 4.25b**). Cette différence doit être expliquée car pour des

valeurs de CIW de plus de 95, les feldspaths devraient être en totalité détruits dans la région source lors de l'intempérisme chimique. Ceci n'est pas compatible avec la présence des grès matures riches en feldspaths potassiques dans le Groupe de Cobalt. De plus, en éliminant le  $K_2O$ , l'indice CIW ne tient pas compte d'une des plus importantes constituantes minéralogiques (feldspaths potassiques) des grès potassiques et des régions sources riches en granites potassiques. Tel que démontré par **Fedo et al., (1995)**, et discuté dans l'article de **Price et Velbel (2003)**, l'indice CIW ne tient pas compte de l' $Al_2O_3$  associé aux feldspaths potassiques et donne des valeurs beaucoup trop élevées pour des altérations d'intempérisme chimique sur des substrats granitiques. Aussi, pour des roches sédimentaires particulièrement riches en feldspaths potassiques, comme les arkoses, les valeurs d'indices CIW deviennent excessivement élevées et donc non représentatives de l'intensité de l'intempérisme chimique affectant la région source des sédiments (ex. **Price et Velbel, 2003**).

Quoique généralement très utilisé dans la littérature scientifique, l'indice CIA, le triangle de **Nesbitt and Young (1984)** et d'autres indices comme le CIW (**Harnois , 1988**) ne tiennent en compte que de deux à quatre éléments majeurs et négligent des éléments importants comme le  $SiO_2$  ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  et  $TiO_2$ . Ceci est d'autant plus problématique que des composantes volcaniques mafique ou ultramafique sont souvent présentes dans la source de sédiments précambriens. De plus, l'indice CIA assume que  $Na_2O$ ,  $CaO$  et  $K_2O$  résident initialement dans les feldspaths (plagioclase-feldspath potassique). Si d'autres phases sont présentes dans la roche source et contiennent ces éléments, comme des amphiboles, l'interprétation de l'indice peut devenir problématique. Notez que dans le cas des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt, une partie importante du volume sédimentaire provient de l'érosion de roches volcaniques archéennes. Au Témiscamingue, ces roches sont pratiquement toutes au faciès amphibolitique (inférieur) et contiennent, par définition, des amphiboles. Dans ce cas, les variations des valeurs de l'indice CIA observées, et la projection des échantillons dans l'espace A-CN-K, peuvent s'expliquer en partie par des contrastes de types de roches dans la région source des sédiments (**Price et Velbel, 2003**). Pour minimiser ce problème, et afin de pouvoir étudier des contextes géologiques variés (souvent riches en roches volcaniques), **Ohta et Arai (2007)** ont proposé une nouvelle méthode basée sur une approche statistique



multivariée et tenant en compte huit oxydes d'éléments majeurs. Les résultats des travaux de **Ohta et Arai (2007)** ont permis de produire un nouveau triangle (**FMW**) permettant d'évaluer l'importance de l'intempérisme chimique (pôle **W**) tout en considérant la variabilité liée aux caractéristiques primaires des roches des régions sources (ultramafique, mafique et felsique) (pôle **F** : roches felsiques; pôle **M** : roches mafiques) (**Figure 4.27**). Les équations nécessaires pour calculer les pôles **F**, **M** et **W** sont présentées dans le chapitre 3.



**Figure 4.27.** Diagramme **F-M-W** montrant la variation de l'intensité de l'intempérisme chimique (pôle **W**) lors de la formation des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. Les pôles **M** et **F** représentent les compositions ignées mafiques (**M**) et felsiques (**F**). Le pôle **W** mesure l'intensité de l'intempérisme chimique des roches sources (**Ohta et Arai, 2007; Awasthi, 2017**).

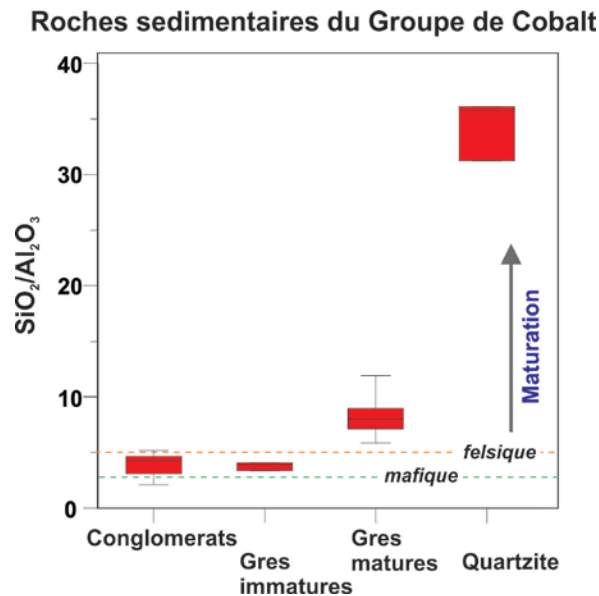
Les données du Groupe de Cobalt, présentées dans le triangle FMW, montrent deux regroupements de points intersectant la courbe des roches ignées dans des compositions intermédiaires (andésites-dacites), pour ce qui est de la population de grès immatures, et de roches felsiques (source granitique) pour ce qui est de la population de grès matures de la Formation de Lorrain (**Figure 4.27**). Les échantillons de roches immatures (membre de Coleman) tombent dans le champ de minéraux argileux de type smectites (nontronite / Fe-saponite) tandis que les roches matures de la Formation de Lorrain tombent dans le champ de l'illite-kaolinite. Notez que plus les échantillons tombent près du pôle **W**, plus ils proviennent de sources altérées (**W** pour **Weathering**). Les valeurs observées sur le triangle **FMW** sont compatibles avec l'hypothèse d'un plus fort degré d'intempérisme chimique lors de la formation des sédiments matures du Groupe de Cobalt. La présence d'une importante source felsique dans la région source des sédiments matures (Formation de Lorrain) contraste avec l'absence d'une telle source lors de la formation des sédiments archéens du Groupe de Pontiac (Chapitre 3).

#### ***4.4.1.2 Maturité minéralogique des sédiments du Groupe de Cobalt***

En plus de l'intempérisme chimique, la composition en éléments majeurs et traces des sédiments est contrôlée par des processus sédimentologiques reliés au transport sédimentaire. Le granoclassement (et le tri hydraulique), en fonction de la taille et de la densité des particules est un paramètre important à considérer surtout dans le cas de l'étude de sédiments matures. Par exemple, lors d'une sédimentation sur une plateforme continentale stable, le transport sédimentaire sur de longues distances peut produire des sédiments grossiers riches en quartz et minéraux lourds (zircon, monazite, ilménite, chromite) (ex. **Garzanti et al., 2011**). A l'opposé, dans des conditions d'intempérisme limitées (faible degré de libération des minéraux présents dans les fragments lithiques) et lors de courtes distances de transport sédimentaire, l'interprétation de la géochimie des sédiments est plus complexe car la prédominance de fragments lithiques implique la présence de grains hétérogènes contenant à la fois des minéraux légers et lourds (ex. **Garçon et al., 2017**).

Pour des roches sédimentaires siliciclastiques, le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  permet d'évaluer sommairement l'importance de la maturation minéralogique et de comparer différentes

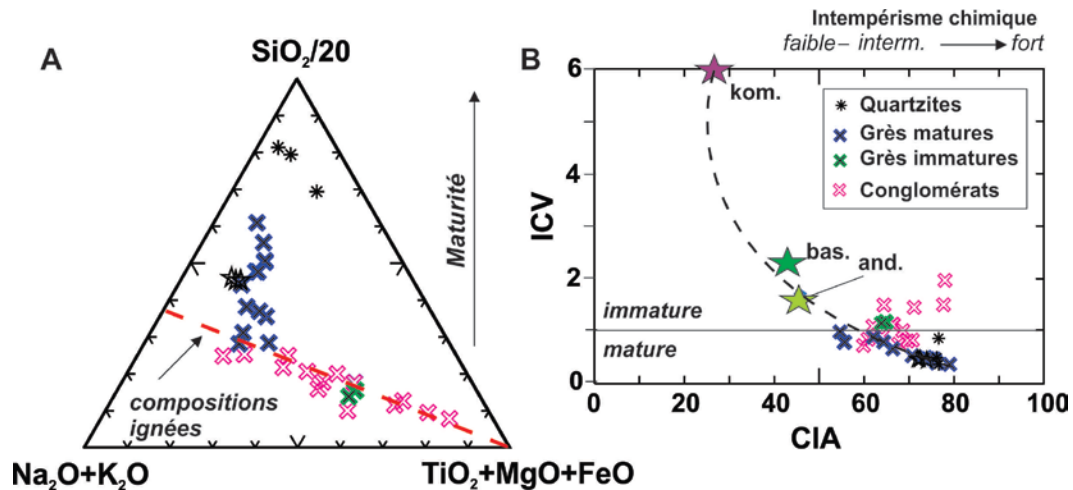
populations d'échantillons. Avec l'augmentation du degré de maturation minéralogique, le quartz est préservé préférentiellement aux feldspaths, aux minéraux mafiques et aux fragments lithiques (Roser et al., 1996). Dans les roches mafiques, le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  est voisin de 3 et de 5 dans les roches felsiques. Généralement, les roches sédimentaires siliciclastiques caractérisées par des rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 5$  montrent des évidences de fractionnement reliés aux processus de maturation minéralogique. Plus le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  est élevé, plus la maturation minéralogique est importante. Ceci est souligné sur la **figure 4.28** qui montre de très faibles valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les grès immatures (3,4 à 4,1), des valeurs modérément élevées dans les grès matures (5,5 à 11,9) et des valeurs très élevées dans les quartzites du Groupe de Cobalt (>30) (**Figure 4.28**).



**Figure 4.28.** Diagramme montrant la variabilité du rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  dans les conglomérats, les grès immatures, les grès matures et les quartzites du Groupe de Cobalt.

Le triangle  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 / 20 - \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO}$  de Kroonenberg (1994) (Fig. 4.29a) est également utile pour évaluer l'importance de la maturation des roches sédimentaires. Sur ce diagramme, les grès immatures et les conglomérats du Groupe de Cobalt tombent le long de la droite des roches ignées. Pour les grès immatures, ceci démontre une faible maturation minéralogique. Pour les conglomérats, ceci démontre que ces roches sont essentiellement un mélange, pratiquement binaire, de blocs de basaltes et

de granites. A l'opposé, les grès matures potassiques e la Formation de Lorrain s'éloignent de la droite en direction du pôle du quartz ( $\text{SiO}_2$ ). Sur ce diagramme, les échantillons de quartzites tombent encore plus près du pôle  $\text{SiO}_2$ . Les tendances observées sur la **figure 4.29a** démontrent une très faible maturité des grès immatures et une maturité variable mais importante des grès de la Formation de Lorrain. Cette interprétation est aussi corroborée par des valeurs d'indice **ICV** (Cox et al., 1995) supérieures à 1 (**Figure 4.29b**) dans les grès immatures et inférieures à 1 dans les grès matures et les quartzites. Notez que dans la littérature scientifique, les roches sédimentaires avec indice **ICV**  $> 1$  sont considérées comme immatures et sont généralement associées à un premier cycle de sédimentation dans des zones tectoniquement actives. D'un autre côté, les roches siliciclastiques ayant des indices **ICV**  $< 1$  sont généralement matures. Ces dernières sont généralement sédimentées dans des environnements tectoniques stables ou des environnements cratoniques. Notez que les minéraux comme les amphiboles, les pyroxènes et la microcline ont des valeurs **ICV**  $> 0,84$  et des minéraux d'altérations comme l'illite, la muscovite et la kaolinite ont des valeurs **ICV**  $< 0,84$  ((Cullers, 2000). Les faibles valeurs d'**ICV** des grès matures du Groupe de Cobalt ( $< 0,57 \pm 0,19$ ) impliquent la présence de minéraux d'altération dans ces roches. A l'opposé, les plus hautes valeurs observées dans les grès immatures suggèrent la présence d'une proportion plus élevée de minéraux primaires.



**Figure 4.29.** A) Diagramme  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2/20 - \text{TiO}_2+\text{MgO}+\text{FeO}$  de **Kroonenberg (1994)** permettant d'évaluer la maturité minéralogique des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. La présence d'échantillons se projetant en direction du pôle  $\text{SiO}_2$  indique la présence d'échantillons matures. B) diagramme ICV (Index Compositional Variability) vs CIA (Cox et al., 1995) montrant la maturité variable des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt.  $\text{ICV} = ([\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2]/\text{Al}_2\text{O}_3)$ .

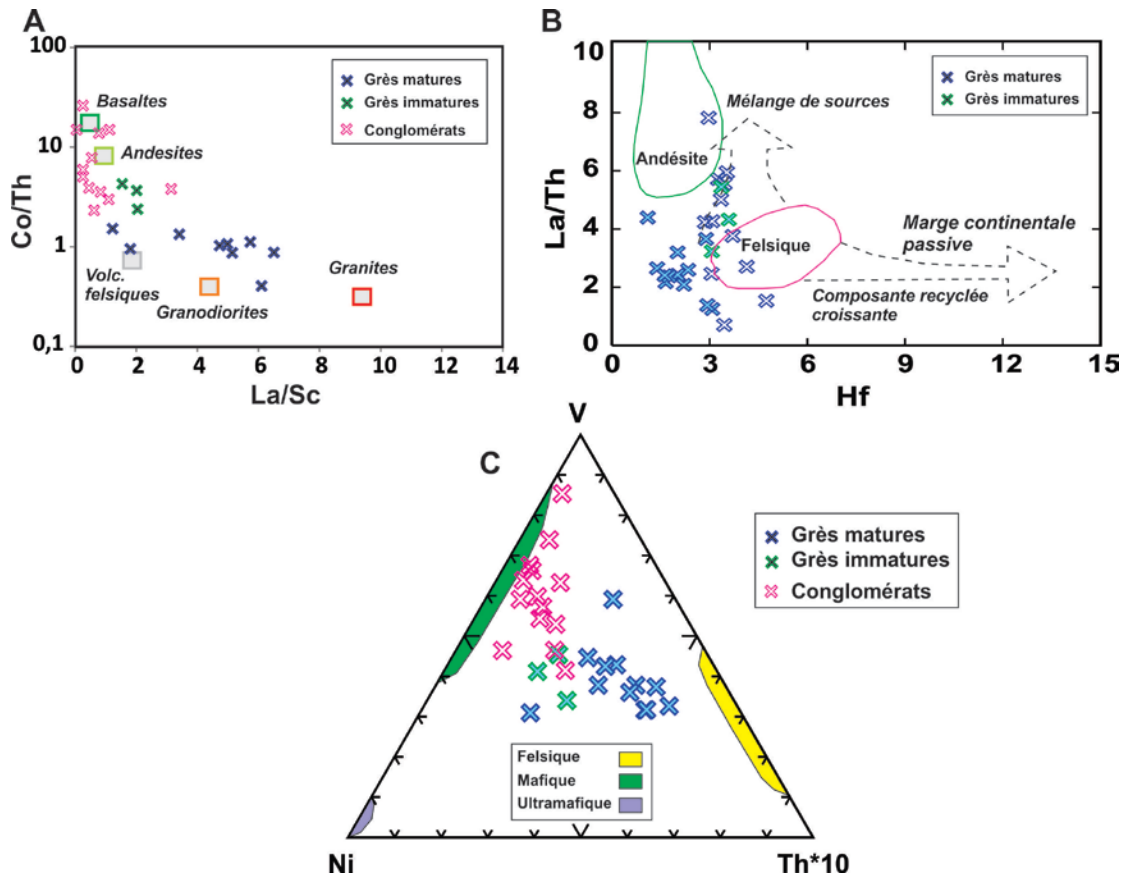
#### 4.4.1.3 Provenance sédimentaire

Plusieurs études ont démontré que la géochimie et la minéralogie des roches siliciclastiques sont en grande partie reliées aux caractéristiques de leurs régions sources. Conséquemment, l'étude géochimique d'anciennes roches sédimentaires peut apporter des contraintes permettant de préciser, à postériori, la nature de la croûte supérieure locale à l'époque de la sédimentation. Ceci est d'autant plus important pour reconstituer l'évolution de la croûte archéenne ou protérozoïque.

La composition chimique des roches sédimentaires siliciclastiques est fortement influencée par l'environnement géodynamique contrôlant l'évolution des bassins sédimentaires. Certaines signatures géochimiques permettent de déduire l'environnement géodynamique prévalent lors de la formation de roches sédimentaires (ex. **Bhatia et Crook, 1986**; **Roser et Korsch, 1986**). Certains diagrammes utilisent les caractéristiques des éléments majeurs et d'autres celles des éléments traces comme le Th, Sc, V, Co, Ni, et les lanthanides. Comme pour la détermination d'environnements géodynamiques de mise en place de roches volcaniques modernes ou anciennes, la

détermination des environnements tectoniques de sédimentation, basée sur la géochimie des éléments majeurs et traces, n'est pas une science rigoureuse. Souvent, les limites des champs sur ces diagrammes sont tracées avec une faible représentativité statistique car provenant de populations d'échantillons restreintes. De plus, l'utilisation d'éléments comme le CaO, le Na<sub>2</sub>O et le K<sub>2</sub>O peut s'avérer difficile d'interprétation en raison de processus métasomatiques secondaires pouvant modifier la composition primaire des sédiments et roches sédimentaires (diagénèse, hydrothermalisme, métamorphisme). Afin de minimiser les risques d'une mauvaise identification d'environnement tectonique de sédimentation, il est suggéré d'utiliser plusieurs diagrammes de classification en espérant trouver un compromis acceptable et surtout géologiquement réaliste pour une région donnée.

Tel que démontré dans la section sur l'intempérisme chimique (**Figure 4.27**), les grès du Groupe de Cobalt semblent provenir d'une source de composition intermédiaire à mafique pour ce qui est des roches sédimentaires immatures et d'une source intermédiaire à granitique (felsique) pour ce qui est des grès matures (**Figure 4.30a, b et c**). Les conglomérats ont une composition dominée par un pôle basaltique (**Figure 4.30a et c**). La dispersion des données montre que les conglomérats ont aussi une composante de fragments de dérivation felsique (granite). Ceci est démontré par l'observation de clastes granitiques en affleurement (**Figures 4.2c et d et 4.4c**) et géochimiquement par une diminution des rapports Co/Th et La/Sc (**Figure 4.30a**) et une trajectoire de dispersion des données en direction du pôle du Th sur le triangle de la **figure 4.30c**. L'absence d'enrichissement en Hf, suggère fortement que les grès du Groupe de Cobalt sont de type monocyclique et ne contiennent pas de composantes recyclées (**Figure 4.30b**). Notez que des sédiments polycycliques sont normalement caractérisés par de hautes concentrations en Zr et Hf en raison de l'accumulation de zircons dans les sédiments. La nature monocyclique des sédiments du Groupe de Cobalt est compatible avec une sédimentation de sédiments arkosiques de sources proximales.



**Figure 4.30.** Diagrammes Co/Th vs La/Sc, La/Th vs Hf et Ni – V –Th\*10 permettant d'évaluer les proportions relatives de roches mafiques, intermédiaires et felsiques dans la ou les régions sources des roches sédimentaires du Groupe de Cobalt. A) modifiée **McLennan et al. (1983)** et pôles provenant de **Condie (1993)**, B) d'après **Floyd et Leveridge (1989)** et C) d'après **Bracciali et al. (2007)**.

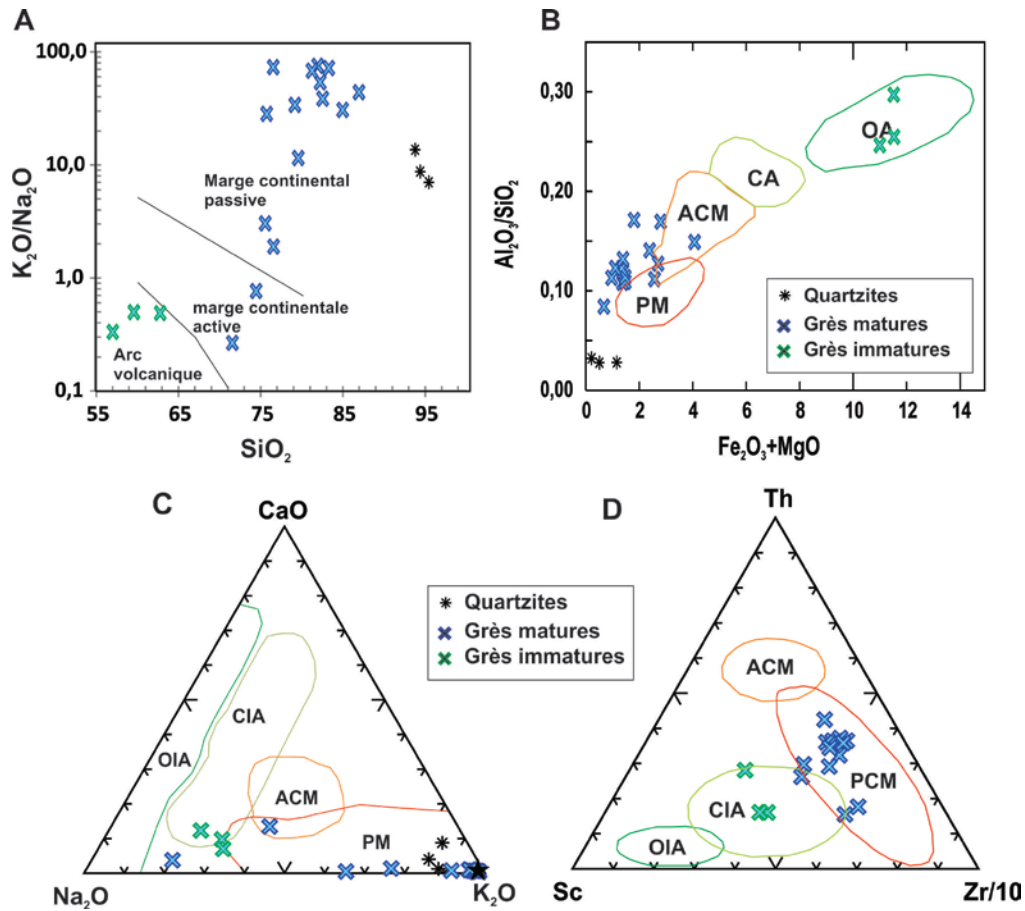
La détermination de l'environnement tectonique, prévalent au moment de la sédimentation du troisième cycle du Super Groupe Huronien, doit reposer essentiellement sur les informations pouvant être obtenues à partir de l'étude des roches sédimentaires car les roches volcaniques ou intrusives paléoprotérozoïques sont absentes dans la partie supérieure du Super Groupe Huronien (**Long, 2004**). Les interprétations permettant de préciser l'environnement tectonique, lors de la mise en place du Groupe de Cobalt, reposent sur relativement peu d'éléments (**Young et al., 2001**). Le troisième cycle du Super Groupe Huronien, qui englobe l'époque de sédimentation du Groupe de

Cobalt, débute par la sédimentation de sédiments grossiers (conglomérats), sableux et argileux (varves) relativement immatures de la Formation de Gowganda. De par la présence de tillites et de sédiments varvés (Long, 2004; Howe, 2016), cette période de sédimentation se fait sous un climat glaciaire affectant l'ensemble des continents au Paléoprotérozoïque (Young et al., 2001; Tang et Cheng, 2013). Cette glaciation planétaire serait datée entre 2,25 et 2,29 Ga (Tang et Cheng, 2013). Progressivement, après la sédimentation de la Formation de Gowganda, le climat se réchauffe car les indices d'intempérisme chimique, calculés à partir de la composition en éléments majeurs des roches sédimentaires de la Formation de Lorrain, indiquent des conditions chaudes et humides favorisant la formation de sols et de profils d'altération évolués tel que le démontre la présence du paléosol saprolitique de Ville-Marie qui marque le début de la Formation de Lorrain au Témiscamingue (Panahi et al., 2000). Ce paléosol est très important car il marque aussi le début de l'intempérisme chimique planétaire sous des conditions plus oxydantes. La très faible maturité des sédiments du membre de Coleman (grès immatures et conglomérats), la grande variabilité de la proportion de clastes basaltiques et granitiques (sources locales), l'absence d'auréoles d'altération à l'entour des blocs de basaltes et granites des conglomérats sont des éléments suggérant une sédimentation proximale compatible avec un contexte glaciaire ou tardi-glaciaire. D'un autre côté, la haute maturité des sédiments de la Formation de Lorrain (grès matures et quartzites) suggère une sédimentation de type deltaïque permettant un accroissement de la maturité minéralogique des sédiments.

Sur une base de comparaisons géochimiques avec d'autres environnements de sédimentation, la composition en éléments majeurs des grès matures de la Formation de Lorrain suggère un environnement de sédimentation dans un contexte de marge continentale passive. Par exemple, les concentrations en  $\text{SiO}_2$  et les rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{N}_2\text{O}$  sont systématiquement élevés dans ces roches (Figure 4.31a). De la même façon, ces roches se projettent dans le champ de marge continentale passive sur le triangle  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  (Figure 4.31c). Étant donné la possibilité de modifications diagénétiques des concentrations en  $\text{K}_2\text{O}$ , il est important de vérifier l'hypothèse d'une marge continentale passive en se basant sur des éléments moins sensibles au processus diagénétiques. Par exemple, le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$  montre que les grès de la Formation



de Lorrain ont des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  généralement supérieurs aux valeurs observées dans des roches sédimentaires de marges continentales passives (**Figure 4.31b**). Ceci reflète la présence d'une proportion importante de microcline ou d'orthose ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0,28$ ) dans ces roches. Le triangle Th-Sc-Zr/10 suggère également une signature de marge continentale passive (**Figure 4.31d**). Malgré les nombreuses évidences géochimiques suggérant un environnement de marge continentale passive, il est important de souligner que plusieurs échantillons se projettent près ou à l'intérieur du champ de marge active. Il serait géologiquement réaliste de proposer un modèle de sédimentation dans un environnement dominé par une marge continentale affectée par des perturbations locales reliées à l'activité de failles normales associées à un rift. Ce type d'environnement pourrait expliquer l'excellente préservation des roches sédimentaires riches en feldspaths tout comme la sédimentation de conglomérats immatures dérivés de sources locales. Ce modèle hybride, entre marges continentales passive et active, pourrait s'expliquer par une grande longévité du rift du Témiscamingue. Par analogie à d'autres rifts, comme celui du Baikal (**Suvorov et Mishen'kina, 2005**), l'activité de ce type de rift intraplaque pourrait perdurer sur de longues périodes de temps. L'activité du paléorift du Témiscamingue, durant le Protérozoïque, pourrait, entre autres, expliquer la préservation de l'épaisse séquence de sédiments protérozoïques et ordoviciens situés en bordure du lac Témiscamingue.



**Figure 4.31.** Diagrammes  $K_2O/Na_2O$  vs  $SiO_2$  et  $Al_2O_3/SiO_2$  vs  $Fe_2O_3+MgO$  et triangles  $Na_2O-CaO-K_2O$  et  $Sc-Th-Zr/10$  permettant d'évaluer l'environnement tectonique probable de sédimentation des roches du Groupe de Cobalt. A) modifiée de **Roser et Korsch (1986)**, B) d'après **Bhatia (1983)** C) d'après **Toukeridis et al. (1999)** et D) d'après **Bhatia et Crook (1986)**.

## 4.5 RÉFÉRENCES

**Awasthi, N.**, 2017. Provenance and paleo-weathering of Tertiary accretionary prism-forearc sedimentary deposits of the Andaman Archipelago, India. *Journal of Asian Earth Sciences*. 150.

**Bahlburg, H. et Dobrzinski, N.**, 2011. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions Geological Society, London, *Memoirs*, **36**, 81-92.

**Bhatia, M.R. et Crook, K.A.W.**, 1986. Trace element characteristics of greywacke and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 181-193.

**Bhatia, M.R.**, 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 1983, **91**, 611-627.

**Blatt, H., Middleton, G., et Murray, R.**, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks, Second Edition*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 782 p.

**Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L. et Rocchi, S.**, 2007. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers Corsica and Northern Apennines): From source area to configuration of margins, in Arribas, J., Crittli, S., Johanson, M.J., (eds.), *edimentary provenance and petrogenesis: Perspectives from petrography and geochemistry*. Geological Society of America, Special Paper, 2007, **420**, 73-93.

**Buggs, S.**, 2009. *Petrology of sedimentary rocks. Second Edition*, Cambridge University press.

**Condie, K.C.**, 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* **104**: p. 1-37.

**Cullers, R.L.**, 2000. The Geochemistry of Shales, Siltstones and Sandstones of Pennsylvanian-Permian Age, Colorado, USA Implications for Provenance and Metamorphic Studies. *Lithos*, **51**, 181-203.

**Corfu, F. et Andrews, A.**, 1986. A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **23**, 107-109.

**Cox, R., Lowe, D.R. et Cullers, R.L.**, 1995. **The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2919-2940.

**Dickinson, W.R.**, 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Dans: G. G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, 333-361. D. Reidel Publishing Company.

**Dott, R.H.**, 1964. Wacke, Greywacke and Matrix—What Approach to Immature Sandstone Classification *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**, 625-632.

**Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. et Young, G.M.**, 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* **23**, 921-924.

**Floyd, P.A. et Leveridge, B.E.**, 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144 (4), 531–542.

**Garçon, M. , Carlson, R.W. , Shirey, S.B., Arndt, N.T., Horan, M.F. et Mock, T., 2017.** Erosion of Archean continents: The Sm-Nd and Lu-Hf isotopic record of Barberton sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 206, 216-235.

**Garzanti, E., Andó, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V. et Lupker, M., 2011.** Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 107–120.

**Hadley, D.G.**, 1970. Paleocurrents and Origin of Huronian Lorrain Formation, Ontario and Quebec: *AAPG Bulletin* abstract. Volume: 54 p. 850.

**Harnois, L.** (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319–322.

**Hart, S.R., et Reid, M.R.**, 1991. Rb/Cs fractionation: a link between granulite metamorphism and the S-process. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2379–2383.

**Hayashi KI, Fujisawa H, Holland HD, Ohmoto H.**, 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 61: 4115-4137.

**Howe , T.S., Corcoran, P.L. Longstaffe, F.J. , Webb, E.A. et Pratt , R.G.**, 2016. Climatic cycles recorded in glacially influenced rhythmites of the Gowganda Formation, Huronian Supergroup. *Precambrian Research* 286 (201) 269–280.

**Ketchum, K.Y., Heaman, L.M., Bennett, G. et Hughes, D.J.**, 2013. Age, petrogenesis and tectonic setting of the Thessalon volcanic rocks, Huronian Supergroup, Canada. *Precambrian Research*, Volume 233, Pages 144-172.

**Kroonenberg, S., 1994.** Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. In: Kumon, F., Yu, K. (Eds.), *Sandstone Petrology in Relation to Tectonics*. Presented at the Proceedings of the 29th International Geological Congress. VHS Publishers, Zeist, Kyoto, Japan, pp. 69–81.

**Lacassie, J.P., Hervé et Roser, B., 2006.** Sedimentary provenance study of the post-Early Permian to pre-Early Cretaceous metasedimentary Duque de York Complex, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 33, No. 2, p. 199-219, 15 Figs., 4 tables, July 2006.

**Ling, S., Wu, X., Ren, Y., Sun, C., Liao, X., Li, X. et Zhu, B., 2015.** Geochemistry of trace and rare earth elements during weathering of black shale profiles in Northeast Chongqing, Southwestern China: Their mobilization, redistribution, and fractionation. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 75, 3, pages 403-417.

**Long, D.G.**, 2004. The tectonostatigraphic evolution of the Huronian basement and the subsequent basin fill: geological constraints on impact models of the Sudbury event. *Precambrian Res.* 129, 203–223.

**McDonough, W.F. et Sun, S.-S.**, 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. **McLennan, S.M.**, 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 1021.

**McLennan, S.M., Taylor, S.R. et Eriksson, K.A.**, 1983. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47 (7), 1211–1222.

**McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. et Hanson, G.N.**, 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America Special Papers, vol. 284, pp. 21–40.

**McLennan, S.M., Simonetti, A. et Goldstein, S.L.**, 2000. Nd and Pb isotopic evidence for provenance and post-depositional alteration of the Paleoproterozoic Huronian Supergroup, Canada. *Precambrian Research*, 102, 263-278.

**Middelburg, J.J., van der Weijden, C.H. et Woittiez, J.R.W.**, 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*. Volume 68, Issues 3–4, 5 May 1988, pages 253-273.

**Mossman, D.J. and Harron, G.A.** 1983: Origin and distribution of gold in the Huronian Supergroup, Canada - the case for Witwatersrand-type paleoplacers; *Precambrian Research*, v. 20, p. 543-583.

**Mossman, D.J. and Harron, G.A.** 1984: Witwatersrand-type paleoplacer gold in the Huronian Supergroup of Ontario, Canada. *Geoscience Canada*, Vol. 11, Number 1. pp. 33-40.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.M.**, 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534. **Taylor, S.R., McLennan, S.M.**, 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.M.**, 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129–147.

**Nesbitt, H.W. et Young, G.**, 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43, 341–358.

**Ohta, T., et Arai, H.**, 2007. Statistical empirical index of weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240, 280–297.

**Panahi, A., Young, G.M. et Rainbird, R.H.**, 2000. Behaviour of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2199-2220.

**Pettijohn, F.J., Potter, P.E. et Siever, R.**, 1987. *Sand and Sandstones*. 2<sup>nd</sup> ed. New York, NY, USA: Springer-Verlag.

**Qian, Z., Zhihao, L., Yuzuo, Q., Jiyuan, G. et Yixian, W.**, 2003. Lead in K-feldspar and its relations to PB metallogenesis. *Chinese Journal of Geochemistry*, 22, Issue 2, pp 107–115.

**Price, J.R. et Velbel, M.A.**, 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202, 397–416.

**Rive, M.**, 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province, Canada. M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.- M.Lulin, G. Riverin and A. Simard, editors. *CIM Special volume 43*, pages 65-76.

**Roser, B.P. et Korsch, R.J.**, 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.

**Sekine, Y., Tajika, E., Tada, R., Hirai, T., Goto, K.T., Kuwatani, T., Goto, K., Yamamoto, S., Tachibana, S., Isozaki, Y., Kirschvink, J.L.**, 2011. Manganese enrichment in the Gowganda Formation of the Huronian Supergroup: A highly oxidizing shallow-marine environment after the last Huronian glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 201–210.

**Suttner, L.J. et Dutta, P.K.**, 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 3, 329–345.

**Suvorov V.D. et Mishen'kina Z.R.** 2005. Structure of sedimentary cover and basement beneath the South basin of Lake Baikal inferred from seismic profiling. *Russian Geology and Geophysics (Geologiya i Geofizika)*, 46, 1141–1149.

**Tang, H. et Chen, Y.**, 2013. Global glaciations and atmospheric change at ca. 2.3 Ga. *Geoscience Frontiers*, 4, 583-596.

**Taylor, S.R. et McLennan, S.M.**, 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

**Toulkeridis, T., Clauer, N., Kröner, A., Reimer, T. et Todt, W.** 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaen Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, 124, 113-129.

**Wedepohl, K.H.**, 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1217-1232.

**Willingham, T.O., Nagy, B., Nagy, L.A., Krinsley, D.H. et Mossman, D.J.**, 1985. Uranium bearing stratiform organic matter in paleoplacers of the lower Huronian Supergroup, Elliot Lake-Blind River region, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 22, 1930–1944.

**Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M. et Nesbitt, H.W.**, 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sediment. Geol.* 141, 233–254.

**Zhang, L., Xu, B., Luo, Z., Liao, W.**, 2016. Conglomerates and sandstones from the Yintun Formation in Northern Liaoning Province: Implications for the Huronian Glaciation and reconstruction of the Columbia supercontinent. *Science Bulletin*, 61, Pages 1384-1390.

## 5. REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Patrice Roy, directeur du bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (MERN), pour avoir autorisé et encadré ce projet de recherche. Nous remercions Fabien Solgadi du BCGQ (MERN) pour sa relecture détaillée du rapport et ses suggestions pour en améliorer le contenu. Nous remercions également Julie Gagné du DPSO (Direction générale de Géologie Québec, MERN) pour son aide dans la digitalisation de cartes du Témiscamingue et Charles Blais du DIGQ (MERN) pour son aide en informatique.

De nombreuses personnes ont participé à la réalisation de ce projet. Nos techniciens de terrain Dany Boilard et Daniel Auclair (INRS) ont permis de réaliser ce projet nécessitant une logistique complexe ainsi que de très longues journées de terrain au Témiscamingue. Nous remercions Stéphane Prémont responsable des laboratoires de l'INRS-ETE et son équipe technique (Anissa Bensadoune et Jean-François Dutil) pour son encadrement lors des analyses chimiques et son expertise en chimie minérale. Louis-François Rinfret et Gino Fontaine ont broyés, pulvérisés et procédés à la mise en solution des échantillons (fusion alcaline).

Complété à Québec, le 24 mars 2018.



---

Marc Richer-Lafleche, géo.  
No. permis : 1055