

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

QUENTIN DUPARC

CORRÉLATIONS DE FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

DU NORD-EST DE LA SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE, QUÉBEC, CANADA

JUILLET 2014

RÉSUMÉ

Une partie de la région nord-est de la Sous-province de La Grande (33H13, 33G07 et 33G09) a été cartographiée à l'échelle du 1/50 000 par les géologues du Bureau de l'exploration géologique du Québec. Dans cette région de la Baie-James, les formations de Magin, de Brune, et de Keyano (Aky5) sont composées de grès et de conglomérats à dominance de clastes felsiques (principalement des tonalites) et d'une proportion mineure de clastes ferrugineux (formation de fer et chert) et de clastes mafiques. Toutes les roches sont métamorphosées au faciès des amphibolites. Ces trois formations présentent des similitudes lithologiques qui peuvent conduire à les corréliser entre elles de façon erronée. Le seul outil de corrélation utilisé présentement de façon régulière pour les roches de la Sous-province de La Grande est la géochronologie sur zircon. Le but de cette étude est de tester diverses autres méthodes pour établir les relations stratigraphiques entre les formations sédimentaires ayant un degré de similitudes, mais localisées dans des bassins distants géographiquement.

L'étude sédimentologique conventionnelle supporte un environnement fluviatile de type Timiskaming commun aux trois formations et ne permet pas de les distinguer. L'étude pétrographique de ces formations révèle une recristallisation métamorphique des constituants de base qui limite grandement son utilité pour les caractériser et distinguer des sources différentes.

Par contre, les clastes des conglomérats de ces formations peuvent être classés pétrographiquement; ils sont alors un outil intéressant, car représentatifs des sources. Donc, sur la base de la pétrographie des cailloux, la Formation de Brune se différencie des deux

autres formations de la zone d'étude par l'absence dans les conglomérats de clastes de formation de fer.

La lithogéochimie et la chimie minérale de certains minéraux lourds contenus dans de tels sédiments permet de corréler ou de distinguer les différentes formations sédimentaires puisque certains minéraux sont typiques de leurs sources. L'étude chimique des grès confirme le caractère distinctif de la Formation de Brune. L'analyse géochimique de base rend compte des différences entre les bassins, mais une analyse statistique (boîte à moustache, analyse en composantes principales, test de Tukey) couplée à des diagrammes binaires, permet de caractériser significativement chaque bassin par la géochimie. Toutefois, chaque bassin possède une signature géochimique caractéristique en éléments des terres rares. Cette méthode semble elle aussi très discriminante. En comparant la chimie des grès avec celle des clastes des conglomérats, il serait possible d'identifier la ou les sources principales. La géochimie des éléments immobiles (Th, La, Sc et Zr) permet d'identifier pour les trois formations un contexte tectonique commun d'îles en arcs continentales. Des diagrammes d'altération pour les roches archéennes révèlent une intensité faible de la météorisation.

Les spectres multi-éléments en traces contenues dans les magnétites révèlent différentes sources temporelles. Des plutons felsiques, comme ceux présentement aux alentours des bassins, sont les sources principales des différentes formations, notamment le complexe de Langelier. La magnétite est un outil litho-corrélateur et indicateur de provenance des plus utiles dans le contexte métamorphique de la région.

La géochimie des grès et de certains minéraux lourds sont donc les meilleurs outils pour établir des corrélations dans le contexte de la ceinture de roches vertes de La Grande. L'ensemble des méthodes utilisées dans cette étude converge toutes vers les mêmes conclusions : les formations de Magin et de Keyano possèdent au moins une source commune, alors que la Formation de Brune est la plus différente des deux autres.

REMERCIEMENTS

Ce mémoire a pu voir le jour grâce à l'apport et à l'appui d'un grand nombre de personnes. Je voudrais particulièrement remercier mon superviseur le Dr Pierre Cousineau. Nos nombreuses discussions ont été une source constante d'enrichissement et sans son soutien, sa connaissance et sa générosité, je n'aurais pu mener ce mémoire à terme.

Je remercie également Jean Goutier, géologue du ministère des Ressources naturelles, pour m'avoir permis de participer à la cartographie de la Sous-province du La Grande. Sa confiance, sa connaissance de terrain et sa générosité m'ont donné le goût du terrain.

Je remercie aussi le Dr Daniel Bandyayera, Géologue du Ministère des Ressources naturelles, qui m'a encadré sur le début de ma maîtrise.

Je tiens à remercier DIVEX ainsi que la fondation de l'UQAC pour avoir crus en moi en m'offrant un soutien financier pour mes études.

Je remercie aussi l'ensemble des professeurs de l'UQAC pour leurs précieuses collaborations. Leurs commentaires et leurs suggestions ont contribué à l'amélioration de ma recherche. Je remercie spécialement le Dr Paul Bédard, pour son implication dans ce projet, ainsi que le Dr Sarah Dare pour sa contribution sur les magnétites. Merci également au Dr Patricia Corcoran (University of Western Ontario) de son intérêt pour mon projet. Je tiens à remercier Dany Savard et Sadia Medhi pour leurs aides au laboratoire, notamment pour le LA-ICP-MS.

Je tiens à remercier Dominique Genna et Samuel Morfin, pour les échanges scientifiques et leurs esprits critiques qui m'ont aidé dans la réflexion de mon projet. Je remercie également mon frère Antoine Duparc, pour m'avoir initié aux analyses statistiques.

Je remercie Jonathan Tremblay, Stéphanie Shanck, Joséphine Gigon, « Bob » Gallant, Envel Nedelec, Angélique Martin, et William Chartier-Montreuil qui m'ont aidé au décapage et à l'échantillonnage dans la bonne humeur.

Enfin je remercie toute ma famille, mes amis et ma guitare, qui m'ont toujours soutenu et encouragé.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES TABLEAUX	viii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTES DES ANNEXES	xiv
PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE CONVENTIONNELLE	8
1.1. Problématique et objectif	8
1.2. Méthodologie.....	9
1.3. Description de la Formation de Brune.....	10
1.4. Description de la Formation de Keyano	13
1.5. Description de la Formation de Magin	17
1.6. Interprétation de l'analyse de faciès	20
CHAPITRE II - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE	28
2.1. Problématique et objectif	28
2.2. Méthodologie.....	30
2.3. Les grès.....	32
2.4. Les clastes des conglomérats	39
2.5. Discussion et conclusion de la description pétrographique	43

CHAPITRE III - LITHOGÉOCHIMIE	48
3.1. Problématique et objectifs	48
3.2. Méthodologie	55
3.3. Outils géochimiques	57
3.3.1. Boîte à moustache	57
3.3.1.1. Résultats	57
3.3.1.2. Discussion	58
3.3.2. Diagrammes binaires	62
3.3.3. L'analyse en composantes principales	68
3.3.3.1. Résultats	69
3.3.3.2. Discussion	74
3.3.4. Test significatif	77
3.3.4.1. Monte-Carlo	77
3.3.4.2. ANOVA et Tukey HSD	78
3.3.5. Diagramme de ratio	81
3.3.6. Les terres rares	84
3.3.7. Contexte géodynamique à partir de la géochimie des grès	95
3.3.8. Altération archéenne à partir de la géochimie des grès	95
3.4. Discussion de l'analyse géochimique	100
CHAPITRE IV - LES MAGNÉTITES : INDICATEURS DE LA SOURCE	103
4.1. Contexte	103
4.2. Les formations de fer de type Algoma	107
4.3. Étude pétrographique des magnétites	109
4.4. Méthode	112
4.4.1. Broyage et récupération des magnétites	112
4.4.2. Choix des grains à analyser	113
4.4.3. LA-ICP-MS	114
4.4.4. Traitement des résultats	115
4.5. Résultat	116

4.5.1. Les inclusions	116
4.5.2. Les magnétites issues des grès.....	119
4.5.3. Les magnétites issues des clastes	120
4.5.4. Les magnétites issues des plutons felsiques	121
4.6. Recherche de la source	124
4.6.1. Source magmatique des magnétites.....	124
4.6.2. Source plutonique, felsique et intermédiaire	126
4.7. Source hydrothermale.....	142
4.8. Conclusion.....	146
CHAPITRE V - DISCUSSION SUR LE MODÈLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	148
5.1. Modèle sédimentologique	148
5.2. Environnement tectonique	157
5.3. Paléoclimat.....	164
CHAPITRE VI - DISCUSSION ET CONCLUSION.....	167
6.1. Retour sur les objectifs.....	167
6.2. Quel(s) outil(s) utilisé(s) pour une corrélation ?.....	171
6.3. Considérations et recommandations	173
6.3.1. Analyse en Composantes Principales.....	173
6.3.2. Les minéraux lourds	174
6.3.3. Les clastes des conglomérats	175
7. RÉFÉRENCES	177
8. ANNEXES	203

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Classification des lithofacies fluviales (modifiée de Miall, 1978)	25
Tableau 2 : Classification des macroformes fluviales (modifiée de Miall, 1985, 1986)	26
Tableau 3 : Composition moyenne des grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin établie à partir de comptage de points; n = nombre de lame mince	33
Tableau 4 : Composition des clastes des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Le ratio La/Yb est normalisé sur les chondrites CI (McDonough et Sun, 1995). Les abréviations des minéraux accessoires et des textures sont ceux de la légende géoscientifique du MRN (annexe 8.4)	41
Tableau 5 : Résultat du test de Tukey montrant les paires de formation en fonction de la valeur p (p-value) pour les éléments Sr, Lu, Na ₂ O, Al ₂ O ₃ et pour la composante PC1 et PC2. Les résultats en gras correspondent aux valeurs non significatives (p<0,05)	78
Tableau 6 : Rapports de La/Yb et anomalies d'euporium, normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des grès et des clastes, issus des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Les échantillons ont été prélevés aux sites de comptages de points dans les conglomérats (figures 4, 5 et 6)	93
Tableau 7 : Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin de clastes de ces formations et de plutons de la Sous-province de La Grande obtenus par LA-ICP-MS. Les principales inclusions ont été enlevées pour obtenir de réelles valeurs	122

LISTES DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique de la Baie-James illustrant la localisation des sous-provinces et des séquences volcano-sédimentaires. Modifiée de la carte géologique du Québec (Thériault et Beauséjour, 2012) et intégrant les travaux de cartographie de 2013 de Géologie Québec.....	3
Figure 2 : Zoom de la figure 1. Géologie de la région d'étude avec localisation des formations de Brune, de Keyano et de Magin (source : SIGEOM).....	6
Figure 3 : Diagramme de distribution de probabilité des Âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en Ma sur zircon des conglomérats des formations de: A) Brune; B) Keyano; et C) Magin (modifié de David <i>et al.</i> , 2011; Davis et Dion, 2012; David <i>et al.</i> , 2012).....	7
Figure 4 : Colonne stratigraphique de la Formation de Brune	12
Figure 5 : Colonne stratigraphique de la Formation de Keyano.....	15
Figure 6 : Colonne stratigraphique de la Formation de Magin.....	19
Figure 7 : Colonne stratigraphique de cônes tressés de type Scott et Donjek (Miall, 1977)	24
Figure 8 : Photographie des différentes structures sédimentaires observées dans les formations de Brune, de Keyano et de Magin	27
Figure 9 : Photographie des grès en lame mince	36
Figure 10 : Composition des conglomérats des formations de Brune, de Keyano et de Magin, obtenue à l'aide de comptage de clastes.....	40
Figure 11 : Photographie des principaux clastes des conglomérats.....	47

- Figure 12 : Boîtes à moustaches des éléments P_2O_5 , Al_2O_3 , Sr, Ba, La et Yb contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin..... **61**
- Figure 13 : Diagrammes binaires provenant des analyses de grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin A) Zr vs TiO_2 ; B) P_2O_5 vs TiO_2 ; C) SiO_2 vs $Fe_2O_3^t$; D) Yb vs La . **67**
- Figure 14 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments majeurs contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin **71**
- Figure 15 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments en traces contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin **72**
- Figure 16 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments majeurs et en traces contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin **73**
- Figure 17 : Diagramme TiO_2/Zr vs Al_2O_3/Zr à partir des analyses des grès et des clastes des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Il permet de réduire l'effet de l'altération, la météorisation chimique et la diagenèse, afin d'observer des mélanges de sources..... **82**
- Figure 18 : Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des grès (annexe 8.5) des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert) **85**
- Figure 19 : Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des clastes (annexe 8.6) de roches felsiques issus des conglomérats de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert) **85**
- Figure 20 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) : A) les clastes de roches mafiques; B) les clastes de chert et de formation de fer; issus des conglomérats des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert)..... **89**
- Figure 21 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995), pour les spectres des grès, comparés aux clastes des roches felsiques respectifs des formations, issus des conglomérats des formations de : A) Brune (bleu); B) Keyano (rouge); C) et Magin (vert) **92**

Figure 22 : Diagrammes ternaires : A) La-Th-Sc et B) Th-Sc-Zr (Bhatia et Crook, 1986) illustrant les environnements tectoniques à partir de la géochimie des formations de Brune, de Keyano et de Magin (A – Arcs insulaires océaniques; B – Arcs insulaires continentaux; C – Marges continentales actives; D – Marges continentales passives). Les diagrammes C) ($M^+ = Na^+ + K^+ + 2Ca^{2+}$; $4Si = Si/4$; $R2 = Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$) de Meunier *et al.* (2013) et D) MFW de Ohta et Arai (2007) représentent l'intensité de l'altération ainsi que le type de lithologie altérée pour les grès et les clastes des formations à l'étude..... **99**

Figure 23 : A) Fragments de formation de fer rubanée de la Formation de Magin (localisation de la photographie figure 6); B) Claste de chert ferrugineux de la Formation de Keyano **108**

Figure 24 : Photographies en lumière réfléchiée de lames minces des magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin, ainsi que de plutons aux alentours des formations **110**

Figure 25 : Photographie en lame mince des fragments de chert ferrugineux de la Formation de Keyano et de formation de fer de la Formation de Magin **111**

Figure 26 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant une inclusion d'apatite dans une magnétite issue du grès de la Formation de Magin (11-QD-7504-A4-6) **117**

Figure 27 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant une inclusion de zircon dans une magnétite issue du grès de la Formation de Magin (11-QD-7504-A7-2). **117**

Figure 28 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant de nombreuses inclusions en apatites dans une magnétite du fragment de formation de fer de la Formation de Magin (11-QD-7504G-5) **118**

Figure 29 : Diagramme $TiO_2 + V_2O_3$ vs $MgO / (MgO + Al_2O_3)$ de Grigsby (1990). Ce diagramme permet une discrimination des environnements grâce aux éléments contenus dans les magnétites des grès des formations de Magin et de Keyano, ainsi que de plusieurs plutons felsiques et intermédiaires de la Sous-province de La Grande **125**

Figure 30 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation Keyano (rouge) et dans la Formation de Magin (vert) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **129**

- Figure 31 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation de Magin normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **129**
- Figure 32 : Comparaison entre les spectres multi-éléments contenus dans les magnétites d'une source des grès de la Formation de Magin (bleu : 11-QD-7504-A8-3, 11-QD-7504-A8-4, 11-QD-7504-A8-6, et tout l'échantillon 11-QD-7504-A4) et les magnétites des grès de la Formation de Keyano (rouge) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **130**
- Figure 33 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation Keyano (rouge) vs claste de chert de la Formation de Keyano (orange) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **132**
- Figure 34 : Spectres multi-éléments des magnétites du fragment de formation de fer (BIF) et dans les grès des formations de Keyano et de Magin normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **132**
- Figure 35 : Spectres multi-éléments des magnétites des plutons de la Sous-province de La Grande normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). Les signatures des magnétites de la Formation de Magin (figure 31) sont ajoutées : la première source (bleu) au Complexe du Langelier; la seconde source (verte) à l'Intrusion de Kamusaawach; la troisième source (violette) à la Suite de Salleneuve; et la quatrième source (rouge) au Pluton de Nochet. n = nombre de magnétites. **136**
- Figure 36 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des plutons felsiques comparés aux magnétites de roches mafiques (issues d'un gisement Fe-Ti-V) et de roches intermédiaires (issues d'un gisement Fe-Ti-P) provenant de l'étude de Dare *et al.* (acceptée), normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites **138**
- Figure 37 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des clastes de tonalite 1 et de monzodiorite quartzifère de la Formation de Keyano, normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). Le spectre des magnétites de plutons felsiques (figure 36) est ajouté. n = nombre de magnétites **141**

Figure 38 : A) Diagramme Al/Co vs. Sn/Ga (Singoyi *et al.*, 2006); B) Ti+V vs Ca+Al+Mn (Dupuis et Beaudoin, 2011); C) Ti+V vs Ni (Cr+Mn) (Dupuis et Beaudoin, 2011); D) Ni/Cr vs Ti (Dare *et al.*, 2014). L'ensemble de ces diagrammes se base sur les éléments contenus dans la magnétite **144**

Figure 39 : Distribution des faciès de dépôt et modèle tectonique pour le développement des formations de Magin et de Keyano (modifié de Krapez et Barley, 1987) **153**

Figure 40 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995), montrant les modèles typiques d'une suite archéenne bimodale. Les roches sédimentaires archéennes peuvent être issues d'un mélange de ces deux spectres (McLennan, 1984) **156**

Figure 41 : Spectres des terres rares des grès des formations de Brune (bleu), Keyano (rouge) et Magin (vert) normalisés A) aux chondrites CI (Taylor et McLennan, 1981); B) au PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor et MacLennan, 1985); C) au shale archéen (McLennan, 1989). Les données des figures D), E) et F) proviennent de l'étude de Bhatia (1985). Spectres des terres rares pour les graywackes paléozoïques australiens provenant de quatre environnements tectoniques différents (modifié d'après Bhatia, 1985) normalisés : D) aux chondrites CI (McLennan, 1981); E) au PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor et MacLennan, 1985); F) au shale archéen (McLennan, 1989) . **160**

LISTES DES ANNEXES

8.1. Photographie hélicoptée géoréférencée de la Formation de Brune, avec la position des échantillons	203
8.2. Photographie hélicoptée géoréférencée de la Formation de Keyano, avec la position des échantillons	204
8.3. Photographie hélicoptée géoréférencée de la Formation de Magin, avec la position des échantillons	205
8.4. Liste des codes des minéraux et des textures utilisés par le MRN	206
8.5. Analyses lithogéochimiques des grès des formations de Keyano, de Magin et de Brune (oxydes majeurs en % poids, éléments traces en ppm) réalisées par ICP-AES et ICP-MS (voir section 3.2). Source : SIGEOM	207
8.6. Analyses lithogéochimiques des clastes de conglomérats des formations Keyano, Magin et Brune (oxydes majeurs en % poids, éléments traces en ppm) réalisées par ICP-AES et ICP-MS (voir section 3.2). Source : SIGEOM	209
8.7. Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés des grès étudiés	211
8.8. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin.....	215
8.9. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites de formation de fer de la Formation de Magin et de chert de la Formation de Keyano	219
8.10. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des plutons felsiques aux alentours des formations de Keyano et de Magin ainsi que d'un claste de tonalite 1 et de monzodiorite quartzifère de la Formation de Keyano	221
8.11. Liste des magnétites issues des plutons felsiques	227
8.12. Liste des numéros SGDAC, et des localisations des échantillons	228

PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

La Sous-province de La Grande, située dans la partie est de la Province du Supérieur, s'étend sur environ 700 km selon un axe irrégulier E-O à NE au Québec. Elle est limitée par les sous-provinces de Minto au nord, d'Opinaca au sud et d'Ashuanipi à l'est (figure 1). Elle est composée d'un socle tonalitique paléoarchéen à néoarchéen, de plusieurs séquences volcano-sédimentaires mésoarchéennes et néoarchéennes et de nombreux plutons de compositions variées (Thériault et Beauséjour, 2012).

Plusieurs séquences volcano-sédimentaires de la Province du Supérieur sont encore mal connues et certaines d'entre elles font l'objet d'études. Les unités lithologiques sont souvent similaires, ce qui limite les corrélations stratigraphiques. La géochronologie constitue la méthode de corrélation la plus utile dans les terrains archéens (Kontinen *et al.*, 2007; Thomas, 2011). Toutefois, cette méthode a comme désavantage de comprendre de nombreuses manipulations et être coûteuse. En conséquence, peu d'échantillons sont datés pour chacune des unités, ce qui pose le problème de la représentativité des échantillons. La faiblesse de l'échantillonnage fait en sorte aussi que l'on doit présumer une certaine uniformité de la source des unités sédimentaires.

Les unités sédimentaires archéennes de la Sous-province de La Grande n'ont pas fait l'objet d'études détaillées en termes d'analyses de faciès, d'analyses pétrographiques et géochimiques. Sur la base de similitudes lithologiques, stratigraphiques et structurales, plusieurs grandes séquences volcano-sédimentaires ont été définies dans le nord de la Baie-James (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2000, 2001a, 2001b, 2002; Labbé et

Bélangier, 1998; Simard et Lafrance, 2011a). Les travaux plus récents de Mathieu *et al.* (2011) et de Bandyayera *et al.* (2011, 2013) dans la région des feuillets SNRC 33G et 33H ont permis de reconnaître de nouvelles unités sédimentaires (figure 2) : la Formation de Marbot (33G07, <2702 Ma, David *et al.*, 2011); la Formation de Brune (33G07, <2841 Ma, David *et al.*, 2011); la Formation de Magin (33G09, <2720 Ma, David *et al.*, 2012); et la Formation de Keyano (33H13, <2710 Ma, David *et al.*, en préparation). Les travaux récents, accompagnés des datations U-Pb (figure 3) apportent de nouvelles données sur l'âge probable des sources des formations de Brune et de Magin. Les données donnent un âge minimal et maximal des formations, et le pic de probabilité relative nous renseigne sur l'âge moyen de sédimentation utilisé pour ce mémoire. Les âges des zircons de la Formation de Magin vont de 2840 Ma à 2688 Ma (David *et al.*, 2011) et l'âge maximal de sédimentation est de $2720,5 \pm 2,7$ Ma. La Formation de Brune montre des sources dont l'âge varie de 2905 Ma à 2788 Ma. L'âge maximal estimé de cette formation est de 2841 ± 3 Ma (David *et al.*, 2011). Pour la Formation de Keyano, l'âge des zircons indique des sources comprises entre 3130 Ma et 2710 Ma, avec un âge maximal de sédimentation à 2710 Ma (David *et al.*, en préparation). Ces âges suggèrent la présence de plusieurs épisodes de sédimentation. Le premier est représenté par la Formation de Brune (<2841 Ma) et précède la mise en place du Groupe de Guyer (2820 à 2806 Ma; Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011). Le second, représenté par les formations de Keyano (<2710 Ma) et de Magin (<2720 Ma), sont possiblement associées à l'érosion du Guyer et de différentes unités du Complexe de Langelier. Le troisième est représenté par la Formation de Marbot (<2702 Ma).

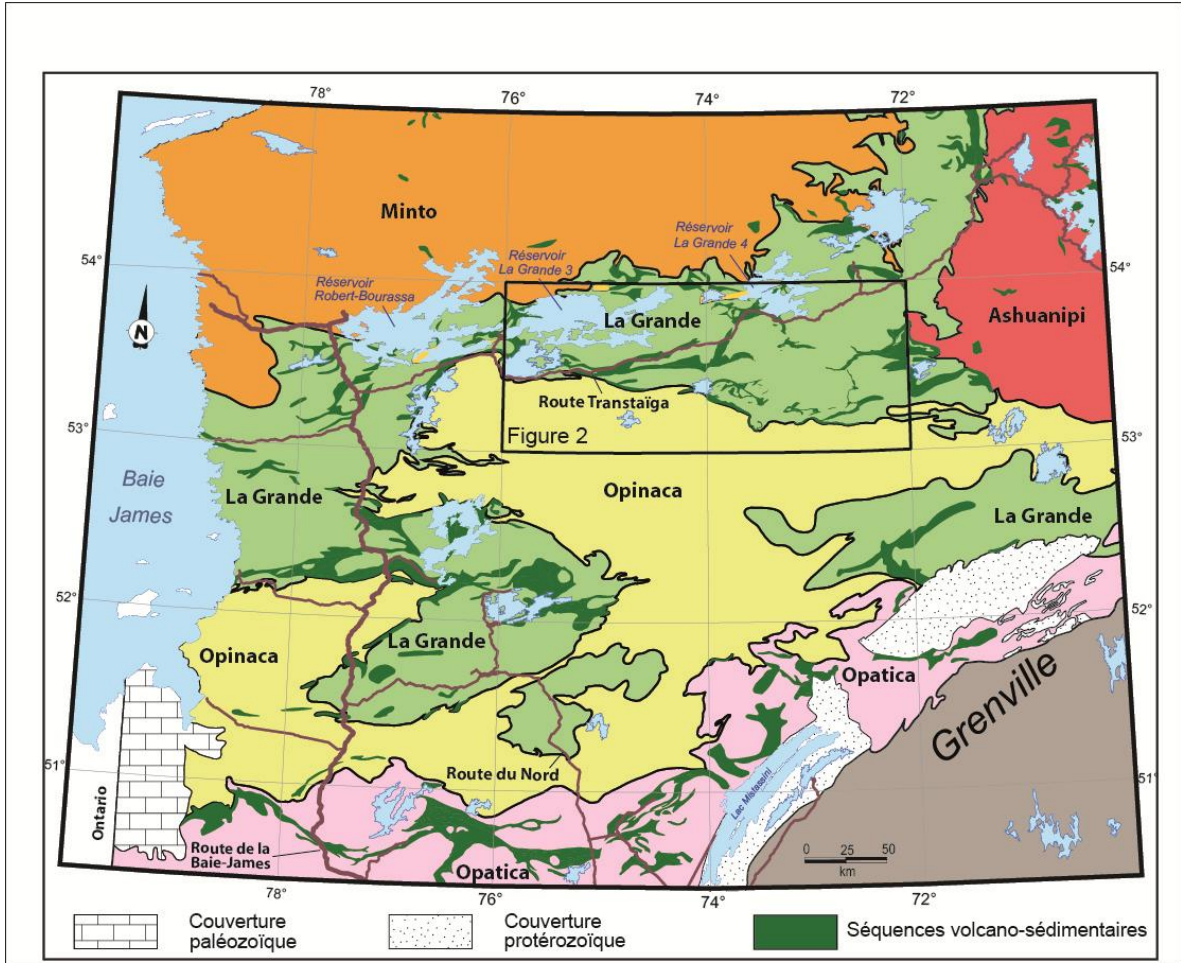


Figure 1 : Carte géologique de la Baie-James illustrant la localisation des sous-provinces et des séquences volcano-sédimentaires. Modifiée de la carte géologique du Québec (Thériault et Beauséjour, 2012) et intégrant les travaux de cartographie de 2013 de Géologie Québec.

La présente étude vise à tester diverses méthodes autres que la géochronologie sur des zircons qui permettraient d'établir les relations stratigraphiques entre les unités sédimentaires, plus rapidement et à moindre coût. Le but de cette étude est d'établir de nouveaux outils de corrélations de roches sédimentaires déformées à divers degrés et métamorphisées; ceci dans un contexte de séquences volcano-sédimentaires archéennes. Cette étude se prête bien à cette problématique puisque les formations énumérées précédemment, sont déformées, métamorphisées aux faciès supérieurs des schistes verts et inférieurs des amphibolites (Bucher et Grapes, 2011) et éloignées les unes des autres. Les formations de Keyano, de Brune et de Magin ont été sélectionnées car elles comportent des aires moins déformées. Ces affleurements étaient soit adjacents, soit à l'intérieur des secteurs cartographiés par Géologie Québec durant les étés de 2011 et 2012.

Plusieurs méthodes ou outils sont utilisés pour répondre à ces problèmes de corrélations archéennes. Une problématique spécifique est décrite au début de chaque chapitre, ainsi qu'une méthodologie avant chaque outil. Une analyse sédimentologique de faciès est déjà une première série d'outils pour distinguer les unités archéennes, afin de voir si l'environnement de dépôt et les processus sédimentaires sont les mêmes. Une étude pétrographique conventionnelle est également intéressante dans une étude de corrélation, à condition que le faciès métamorphique et la déformation ne soient pas trop grands pour limiter la reconnaissance des constituants pétrographiques originaux. La pétrographie et, par conséquent la géochimie des grès, est influencée principalement par la composition originale des roches sources de ces sédiments, de même que les processus de modification engendrés par l'altération à la source, le mode de transport et les altérations post-dépôts

(diagenèse, métamorphisme, hydrothermalisme). Un des objectifs est donc de tester l'utilisation de la lithogéochimie et de la géochimie minérale pour corréler des unités sédimentaires macroscopiquement similaires, métamorphisées et ayant subi des déformations (Roser et Korsch, 1988; Fralick et Kronberg, 1997). L'étude d'un minéral spécifique d'une source, mécaniquement et chimiquement stable, résistant aux modifications lors du transport (destruction mécanique) et d'altération chimique (météorisation, diagenèse, métamorphisme), peut être d'une grande utilité dans une telle étude pour un contexte archéen. La magnétite est un minéral très résistant à l'altération et présent dans un large éventail d'environnements sédimentaire (Yang *et al.*, 2009). Elle s'avère donc l'un des seuls minéraux lourds (autre que le zircon et le rutile) utilisables dans le contexte des roches étudiées. Une étude des éléments en traces contenus dans ce minéral, des formations de Magin et de Keyano permettrait donc d'identifier de possibles sources.

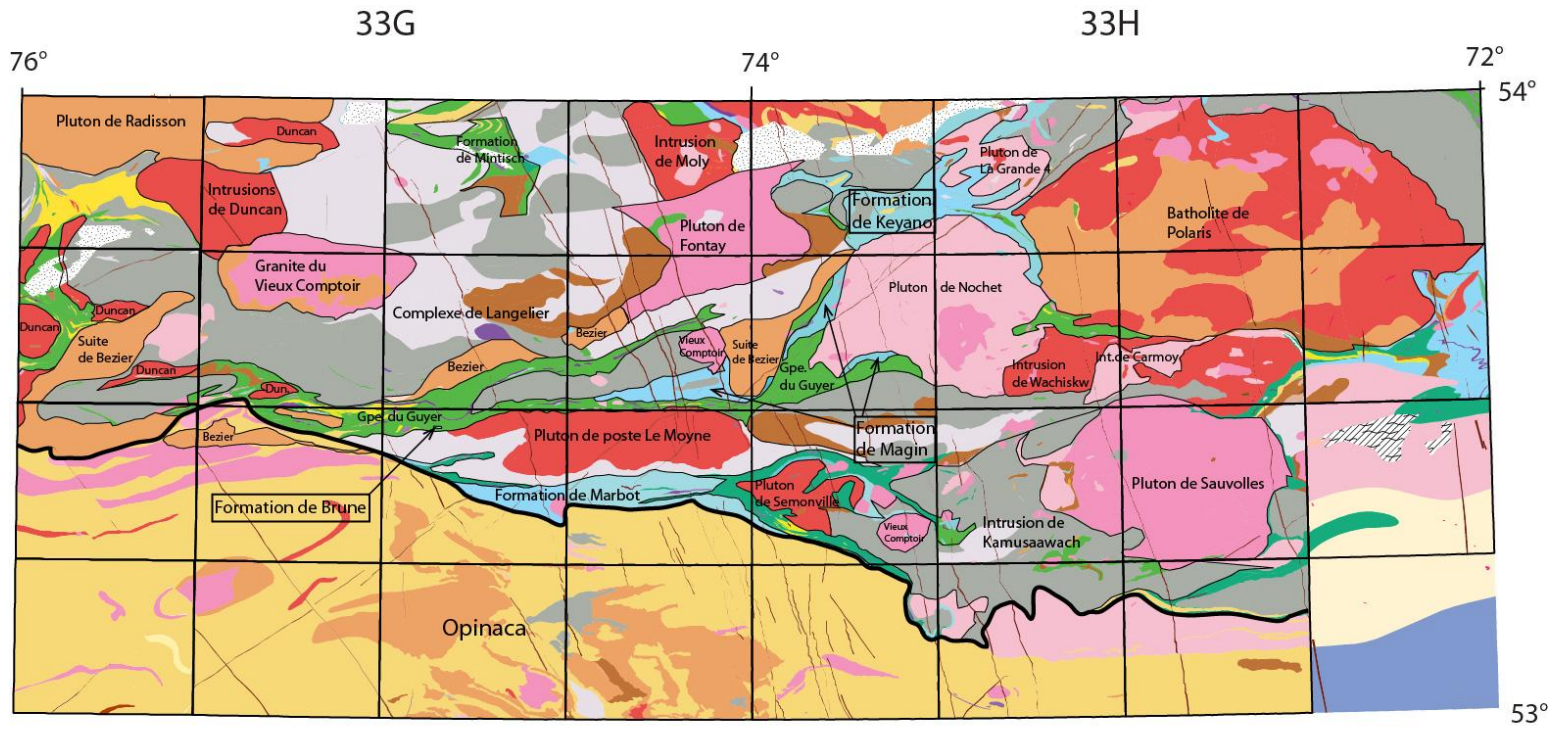
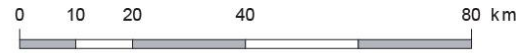


Figure 2 : Zoom de la figure 1. Géologie de la région d'étude avec localisation des formations de Brune, de Keyano et de Magin (source: SIGEOM).



Quaternaire

Dépôts meubles

Paléoprotérozoïque

Arénite quartzitique, conglomérat et mudrocks (Formation de Sakami)

Archéen et Paléoprotérozoïque

Dykes de diabase

Archéen

- Granite
- Granodiorite
- Monzodiorite
- Tonalite
- Diorite, basalte et gabbro
- Paragneiss et migmatites

- Roches sédimentaires
- Roches volcaniques felsiques
- Roches volcaniques
- Tonalite foliée
- Gneiss à orthopyroxène
- Gneiss et migmatites
- Gneiss tonalitique

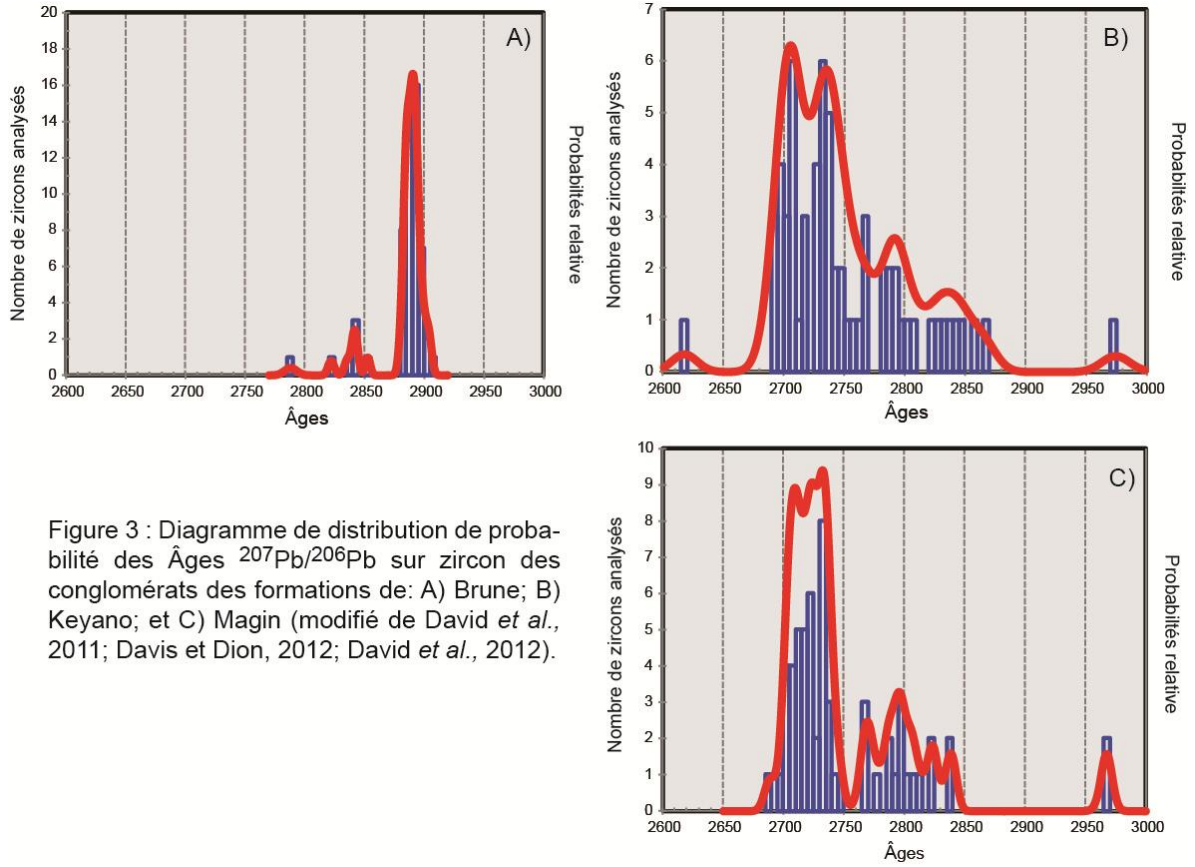


Figure 3 : Diagramme de distribution de probabilité des Âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur zircon des conglomérats des formations de: A) Brune; B) Keyano; et C) Magin (modifié de David *et al.*, 2011; Davis et Dion, 2012; David *et al.*, 2012).

CHAPITRE I

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE CONVENTIONNELLE

1.1. Problématique et objectif

Sur le plan de la sédimentologie, les environnements de dépôts peuvent être identifiés par des analyses de faciès de successions sédimentaires basées sur les textures et les structures (Walker et James, 1992). Du point de vue des techniques conventionnelles de la corrélation lithostratigraphique, il est assez difficile de réaliser des corrélations dans les séquences volcano-sédimentaires archéennes pour plusieurs raisons. Les multiples épisodes orogéniques (Percival *et al.*, 2006) enregistrés dans ces roches font qu'un bassin sédimentaire a pu être plissé et découpé par des failles (chevauchantes, normales et décrochantes). Des portions d'un même bassin original peuvent ainsi avoir été déplacées sur de grandes distances et être réparties maintenant en plusieurs aires isolées les unes des autres sous formes de minces bandes. À l'opposé, des portions de bassins forts différentes peuvent aussi avoir été juxtaposées à des temps différents. Dans la région d'étude, les formations sédimentaires identifiées représentent des unités spatialement restreintes, éloignées les unes des autres (Bandyayera *et al.*, 2011, 2013; Goutier *et al.*, en préparation). Au sein des diverses formations, il faut aussi tenir compte que les affleurements eux-mêmes ont rarement une grande continuité physique. Eriksson *et al.* (1988) ont démontré que les structures sédimentaires dans les roches métamorphisées peuvent être reconnues et qu'une évaluation de faciès moderne peut être entreprise. En réalité, on en connaît peu sur les

processus de transport archéen, les systèmes de dispersions, les séquences de faciès et l'architecture des sédiments (Mueller *et al.*, 2002). Toutefois, divers auteurs acceptent le principe d'actualisme pour la tectonique et les dépôts à l'Archéen (Calvert *et al.*, 1995; Eriksson *et al.*, 2004). L'objectif du présent chapitre sera donc de documenter l'utilité d'une analyse stratigraphique conventionnelle sur les formations de Brune, de Magin et de Keyano pour des fins de corrélations.

1.2. Méthodologie

Afin de procéder à une analyse de faciès et à une interprétation de l'environnement de dépôt des formations de Brune, de Keyano et de Magin, des aires peu déformées structurellement, c'est-à-dire avec une préservation des textures et des structures sédimentaires originelles, ont été sélectionnées pour chacune des formations (Duparc *et al.*, 2012). Les travaux de terrain préliminaires suggèrent un environnement fluvial. L'analyse de faciès développée par Miall (1978, 1985, 1992) pour de tels dépôts sera donc employée (tableaux 1 et 2). Celle-ci nécessite l'identification de la composition générale (p. ex., silicoclastique à grain grossier) et une identification des structures (p. ex., laminations parallèles, laminations entrecroisées en auge ou planaire, granoclassements, rides ou dunes) et des textures (p. ex., clastes jointifs ou non jointifs, arrondis, avec imbrication). Les figures sédimentaires à l'échelle de l'affleurement sont aussi notées (p. ex., continuité latérale des lits, présence de chenaux, figures de slump et lits démembrés). Une attention particulière est donnée aux structures et textures indicatrices de polarité stratigraphique et de sens ou direction d'écoulement (figures 4, 5 et 6). Le sens du courant pour établir la

source et les modèles de dispersions est primordial dans la détermination de l'histoire du bassin (Eriksson, 1977; Heubeck et Lowe, 1994; Mueller *et al.*, 2002). En plus de déterminer l'évolution du bassin, les mesures de paléocourants sont essentielles dans la reconnaissance de processus sédimentaires archéens. Cependant, elles peuvent être difficiles à prendre dans les roches archéennes à cause du degré de déformation, du faciès métamorphique et de la rareté des surfaces d'exposition montrant la direction du courant (Mueller *et al.*, 2002). L'interprétation d'environnements sédimentaires nécessite de préciser les relations entre les lits (p. ex., contacts francs ou graduels, empilements granocroissant ou granodécroissant). Tout ceci vise à constituer des colonnes stratigraphiques (Mueller *et al.*, 2002) qui seront par la suite comparées à des colonnes schématiques idéalisées et représentatives d'un environnement sédimentaire connu (Miall, 1978). Des comptages de points sont réalisés dans les conglomérats, mais seront développés lors du deuxième chapitre. Une moyenne des comptages de points de la formation est présentée à côté de chaque colonne stratigraphique de chaque formation. Les tailles de l'axe long maximum et de l'axe court minimum ont été calculées sur chaque fragment du comptage de point, permettant de réaliser une moyenne de ces axes pour chaque type de claste.

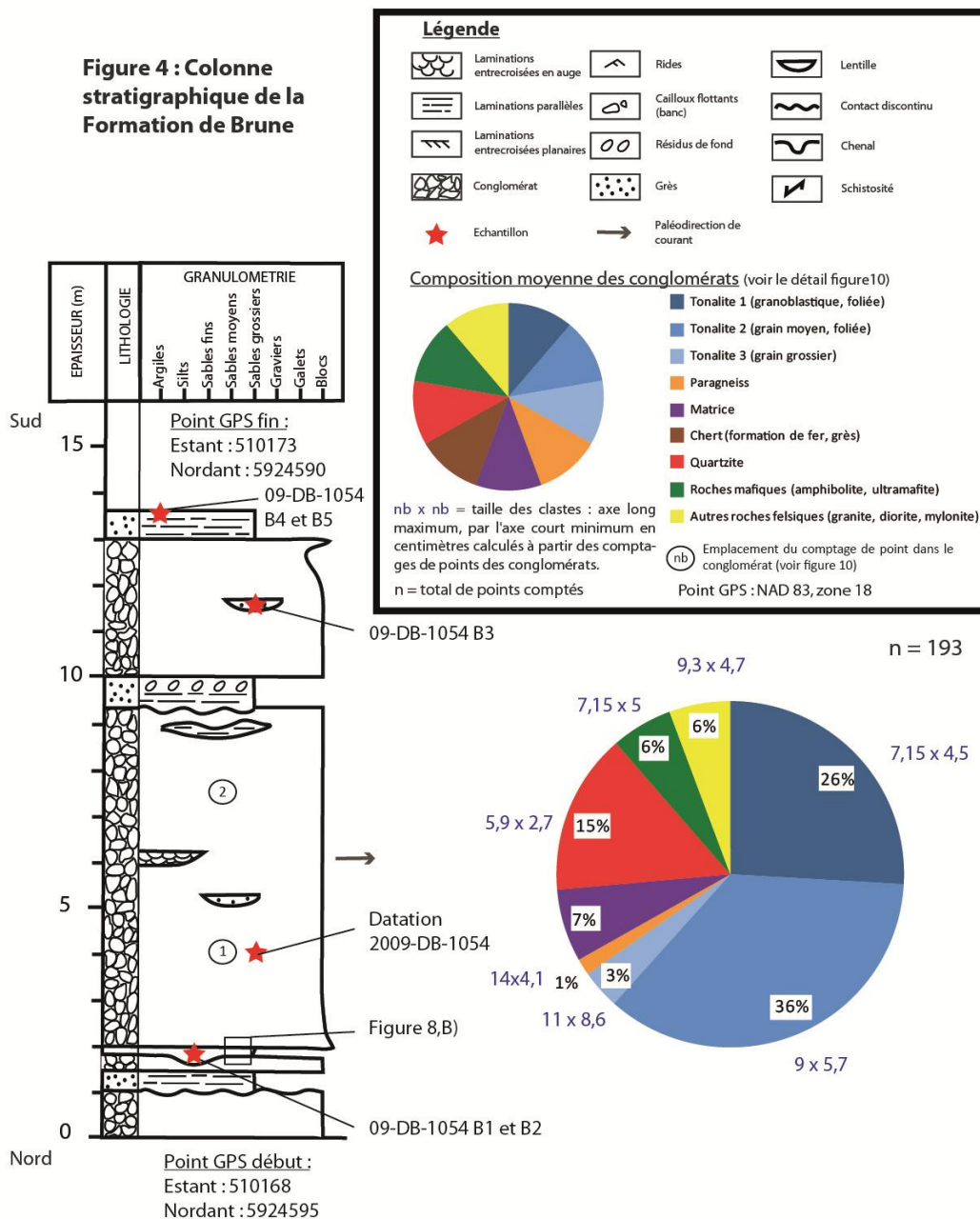
1.3. Description de la Formation de Brune

La Formation de Brune est située dans le feuillet 33G07 (figure 2). Elle a été définie pour la première fois par Bandyayera *et al.* (2011). Elle s'étend sur 1,4 km de longueur et 250 m de largeur (Bandyayera *et al.*, 2011). Les contacts avec les unités adjacentes n'ont

pas été observés. La présente étude a porté sur une coupe de 14 m (épaisseurs réelles corrigées), orientée à 135° (figure 4; annexe 8.1). Cette petite coupe est la seule séquence observée en affleurement, car les autres affleurements du secteur ne sont pas aussi grands. Nous observons une déformation à quelques endroits dans le conglomérat avec une schistosité orientée à $N268^\circ$ avec un pendage de 54° ($N268^\circ/54^\circ$), recoupant le litage déversé ayant une attitude de $N260^\circ/61^\circ$. Les limites de l'unité ont été définies à partir de quelques affleurements présents. Ceci pose ici un problème de la représentativité de l'affleurement par rapport à l'ensemble de la Formation de Brune. L'analyse de faciès est donc restreinte, puisque sans grande continuité d'une séquence, il est difficile de spécifier précisément le type d'environnement sédimentaire.

L'affleurement est composé de 88 % de lits de conglomérat et de 12 % de lits ou de lentilles de grès. Le conglomérat semble former des lits relativement épais de 300 à 700 cm, massifs (sans structures sédimentaires visibles). C'est un conglomérat polymictique lithique jointif dominé par des clastes subanguleux à subarrondis de la taille des blocs. Le contact inférieur du conglomérat avec les lentilles de grès est franc alors que le contact supérieur est irrégulier car les grès moulent le conglomérat. La présence de lentilles de grès de 50 à 70 cm d'épaisseur dans l'empilement de conglomérat pourrait signifier que le conglomérat est constitué de lits plus minces amalgamés. On observe la présence de 20 à 50 % de laminations parallèles horizontales dans tous les lits de grès. Ces lentilles de sable, de bases chenalisées et comportant quelques granoclassements normaux, nous permettent de donner une polarité stratigraphique vers le sud. La composition des clastes des lits de conglomérats est à dominance de tonalites (68 %).

Figure 4 : Colonne stratigraphique de la Formation de Brune

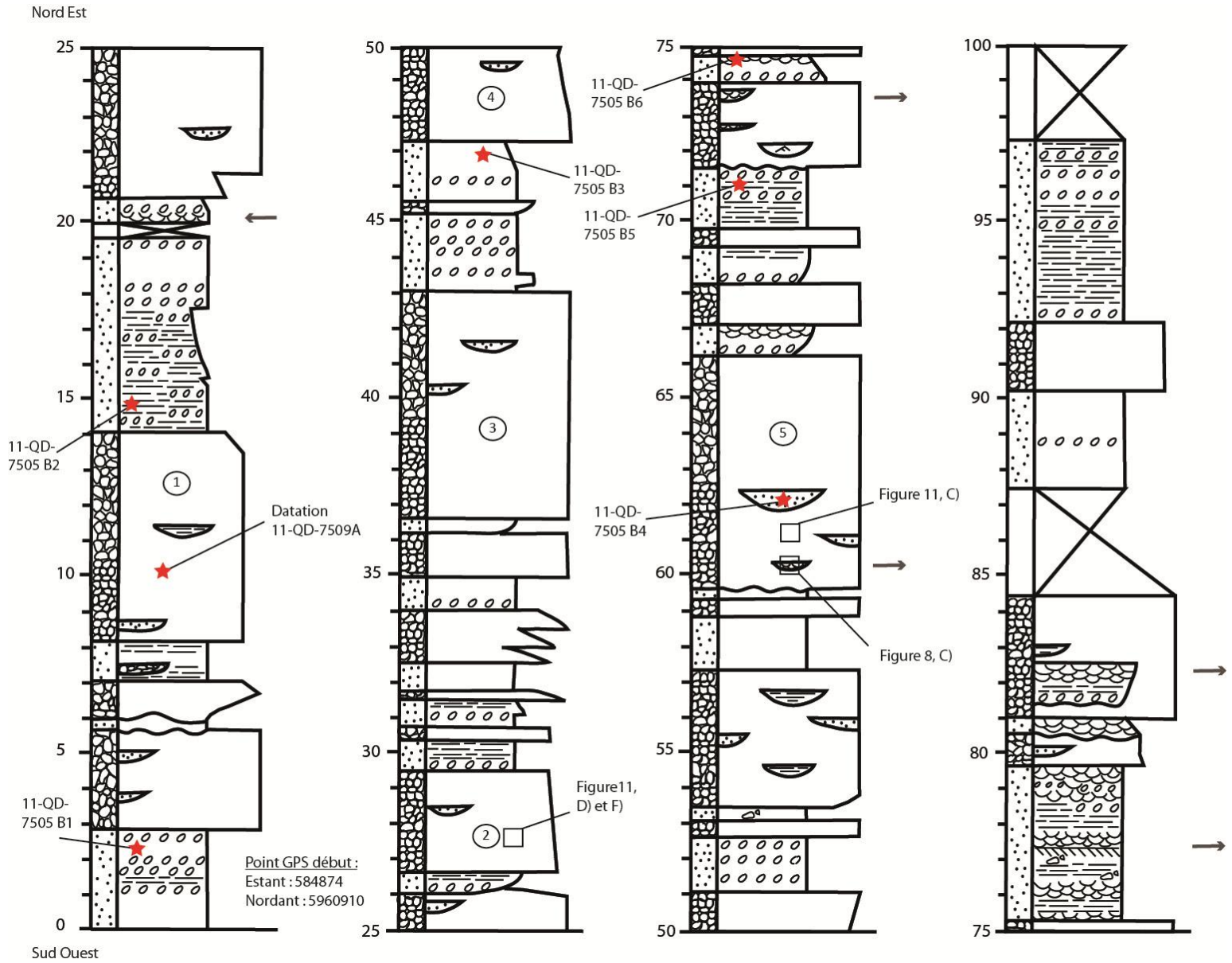


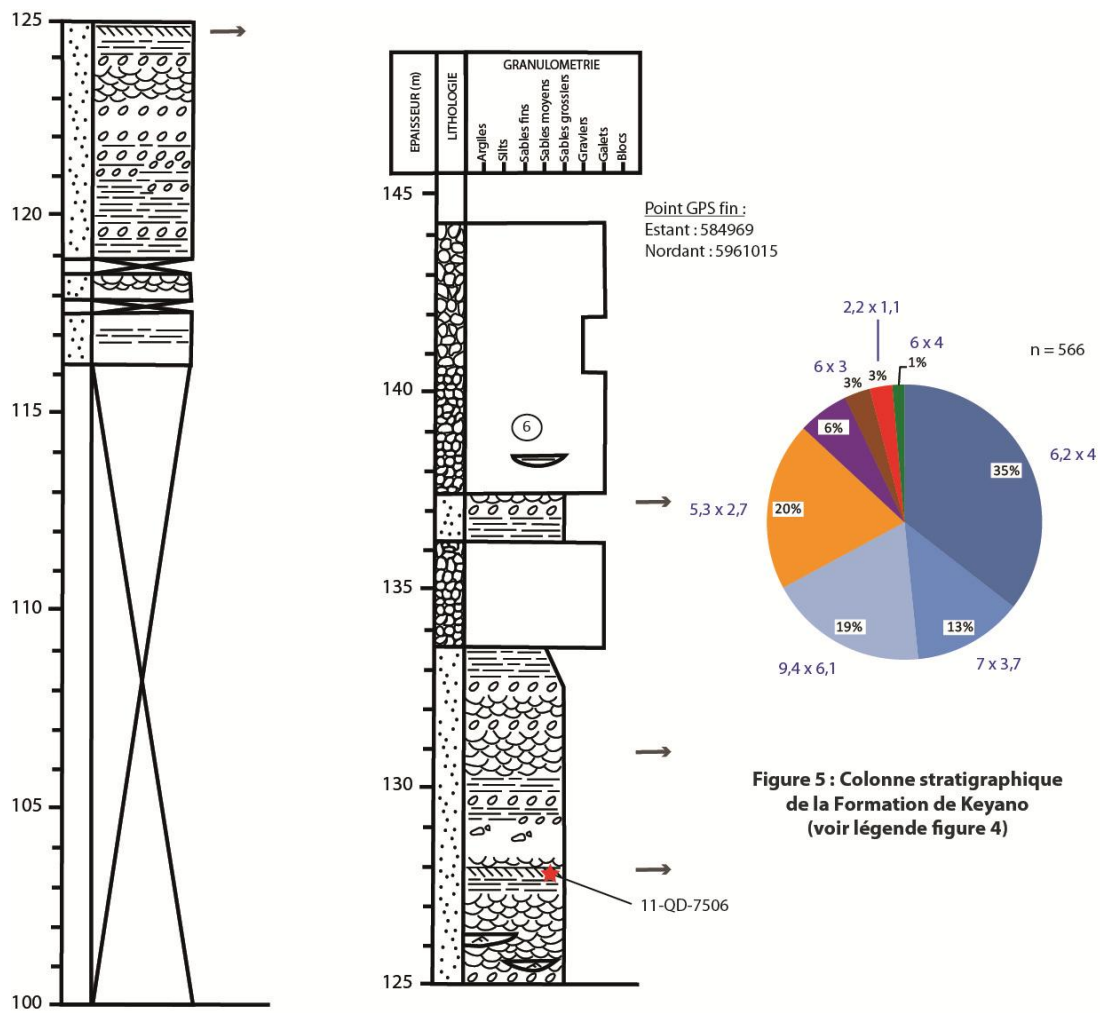
1.4. Description de la Formation de Keyano

La Formation de Keyano est située au sud-ouest du réservoir de La Grande 4 (figure 2, feuillets 33H13 et 33H14). Elle a été définie à la suite des travaux de cartographie de l'été de 2011 (Mathieu *et al.*, 2011; Goutier *et al.*, en préparation). Elle s'étend sur plus de 40 km de longueur et sur une largeur de 7,2 km. Cette unité est plissée selon une orientation E-O. De plus, elle est transpercée et bordée par des plutons felsiques et intermédiaires. Le contact sud n'affleure pas et pourrait correspondre à une discordance puisque les zircons du Pluton de Nochet (2726 ± 7 Ma, Davis *et al.*, en préparation) sont plus anciens que ceux trouvés dans le conglomérat de Keyano (< 2710 Ma, David *et al.*, en préparation). Des affleurements de conglomérat ont aussi été observés près du contact.

Notre étude porte sur une coupe composite de 144 m, orientée SO-NE (figure 5; annexe 8.2), d'affleurements dont les structures sédimentaires sont bien exposées et peu à moyennement déformées, de la Formation de Keyano. Les strates ont une attitude moyenne de $N315^{\circ}/85^{\circ}$ avec une polarité stratigraphique vers le NE. Il n'y a pas de schistosité apparente, mais les clastes présentent un étirement vers le NO. La stratigraphie et les comptages de points montrent que la coupe est composée de 55 % de conglomérat à galets et blocs jointifs et de 45 % de grès grossier en lits ou en lentilles. L'unité de conglomérat polygénique (Aky5) de la Formation de Keyano ne représente qu'une faible partie de cette formation. Le conglomérat est polymicte lithique, dominé par des clastes subanguleux à subarrondis, jointifs de la taille des blocs. Le contact inférieur du conglomérat avec les lentilles de grès massives est franc, alors que le contact supérieur est irrégulier car le grès moule les clastes du conglomérat. Certaines lentilles de grès sont minces, les contacts

supérieurs et inférieurs sont irréguliers. Quelques transitions graduelles du conglomérat au grès sont observées et accompagnées de granoclassements normaux. La présence de lentilles de sable, de bases chenalisées et des granoclassements normaux nous permettent de donner une polarité stratigraphique vers le NE. La présence de lentilles de grès très grossier, de 20 à 200 cm d'épaisseur, dans l'empilement du conglomérat, suggère l'existence de bris régulier de la sédimentation conglomératique et l'érosion partielle ou totale des lits de grès qui devaient se déposer originalement en période de décreu (Eriksson, 1978). L'actuel empilement sédimentaire serait donc constitué de lits minces amalgamés de conglomérat plutôt que d'un unique lit épais. La présence de plusieurs lits massifs renfermant des inversions de granulométrie confirme cette amalgamation. À la base des lits, on observe 20 % de grès grossier et massif, avec des résidus de fond et des cailloux flottants. La partie sommitale est définie par la présence de 5 à 30 % de laminations parallèles horizontales avec de nombreux cailloux flottants. Nous observons également la présence de 10 à 50 % de laminations entrecroisées en auge dans les lits et de 1 à 2 % de rides et de laminations parallèles obliques dans les lentilles de grès. Le grès est caractérisé par la présence de magnétite à la base de chaque lit de grès, ainsi que par la présence de chenaux. Les directions des paléocourants sont déterminées à partir du sens des laminations entrecroisées en auge et planaires et indique un courant vers le SE (coordonnée actuelle).





1.5. Description de la Formation de Magin

La Formation de Magin est située dans le feuillet SNRC 33G09 (figure 2). Elle a été définie par Bandyayera *et al.* (2013). Elle affleure principalement sur une superficie de forme triangulaire sur près de 33 km de longueur et atteint une largeur maximale de 7,3 km. Elle est bordée au nord et au sud par des cisaillements, alors qu'elle est coupée par une monzonite quartzifère de la Suite de Bezier à l'est. Deux autres bandes d'extension kilométrique, présentes dans le feuillet adjacent 33H12, ont été corrélées à cette formation sur une base lithologique.

La coupe étudiée mesure 106 m de longueur et elle est orientée NE-SO (figure 6; annexe 8.3). Cette coupe est réalisée à partir de plusieurs affleurements, localement dispersés. Ces affleurements ont été nettoyés et agrandis de façon manuelle, permettant d'observer les meilleures structures sédimentaires. Les épaisseurs présentées sur la coupe de la figure 6 tiennent compte de l'attitude du litage ($N115^{\circ}/60^{\circ}$) et de la pente de surfaces des affleurements variant de 10° à 42° . Une schistosité, orientée E-W avec un pendage de 65° à 88° , affecte les roches de la coupe. La polarité stratigraphique est du NE au SO.

La coupe est composée de 55 % de grès grossiers et de 45 % de conglomérats à blocs jointifs. Le contact inférieur du conglomérat avec les lentilles de grès est franc alors que le contact supérieur est irrégulier car le grès moule les clastes du conglomérat. Quelques passages graduels du conglomérat au grès sont observés, avec la présence de granoclasses normaux.

Le grès est très grossier et disposé en lits de 10 à 300 cm. La présence de lits particulièrement épais, massif ou renfermant des inversions de granulométrie, supporte une

amalgamation des lits de grès (Eriksson, 1978). Nous observons dans les lits et lentilles de grès la présence de 10 à 50 % de laminations entrecroisées en auge et de 5 à 20 % parallèles. Notons également la présence de résidus de fond à la base de lits de grès, suivi de grès massif (70 %), puis de grès fin (20 %) à laminations parallèles horizontales au sommet des lits. Les directions des paléocourants sont déterminées à partir du sens des laminations entrecroisées en auge et indique un courant vers le NO (coordonnée actuelle). Nous observons une déformation à quelques endroits du conglomérat avec une schistosité N85 à pendage 54° recoupant un litage N110/60°.

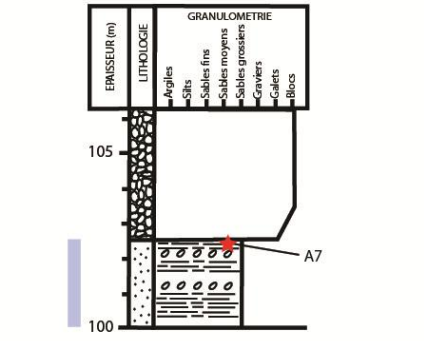
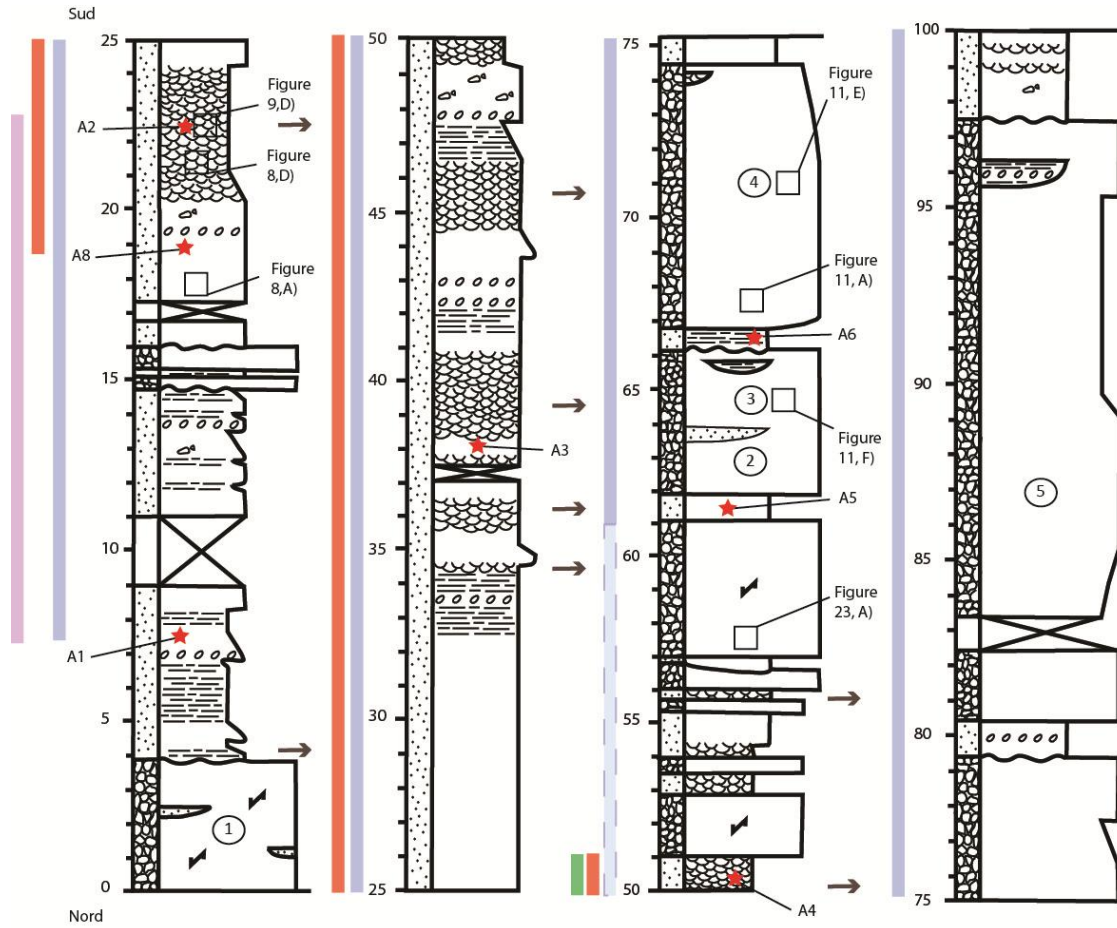
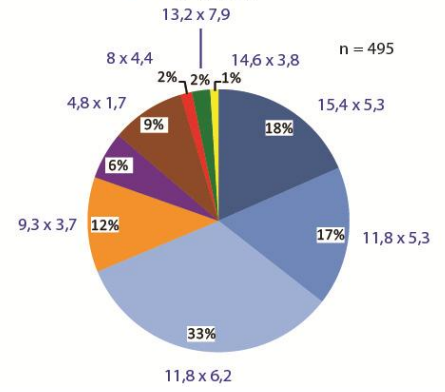


Figure 6 : Colonne stratigraphique de la Formation de Magin. (12-QD-7504) (voir légende figure 4)

Point GPS début : 555993
 Estant : 555989
 Nordant : 5930641

Point GPS fin : 555989
 Nordant : 5930643

■ ■ ■ ■ ■ : Différentes signatures de magnétite (CHAPITRE IV - figure 31)



1.6. Interprétation de l'analyse de faciès

L'agencement des lits de conglomérat et de grès représenté sur les colonnes stratigraphiques réalisés (figures 4, 5 et 6) s'avèrent principalement similaires à celles reconnus dans des systèmes alluviaux (figure 7; Ridgway et DeCelles, 1993; Blair et Mc Pherson, 1994; Chamyal *et al.* 1997). Pour cela, les codes des faciès et les associations de faciès sédimentaires pour des dépôts alluviaux comme décrits par Miall (1978, 1985, 1986, 1992) avec diverses modifications pour les roches sédimentaires archéennes (Mueller *et al.*, 1994, 1998) seront dorénavant employés ici (tableaux 1 et 2).

Les conglomérats jointifs et massifs à faiblement stratifiés correspondent au faciès Gm. Ce faciès avec la présence locale de chenaux et d'interlits planaires de sables peut être expliquée comme formé dans un environnement ayant des épisodes à haute énergie (Galloway et Hobday, 1983; Rust et Koster, 1994; Mueller *et al.*, 2002). Le sable massif (Sm) est considéré comme un produit de flux hyperconcentrés (Simpson et Eriksson, 1989). Les lits de sable à laminations parallèles (Sh) se forment en traction en écoulement supérieur. Ces deux faciès forment principalement des feuillets de sables qui se déposent au tout début du déclin de phase d'inondation alors que la sédimentation domine sur l'érosion (Eriksson, 1978). Les grès à laminations entrecroisées en auges (St, figure 8) se forment également en traction mais en écoulement inférieur. Il est possible que ceux à laminations planaires à faible angle (Sl) puissent s'apparenter aux laminations entrecroisées planaires (Sp), lesquels ont un angle plus prononcé. Si tel est bien le cas, ils se déposent dans le même régime que les grès de type St. Ces faciès sont considérés comme un produit de la

migration de dunes par un chenal (figure 8; Eriksson, 1978) et se formeraient donc en périodes de plus basse énergie que Sh, possiblement en périodes d'étiage.

À l'Archéen, l'absence de végétation et la prépondérance de forts reliefs lors des mouvements tectoniques favoriseraient des environnements fluviaux avec une plus forte proportion des faciès typiques d'écoulement de flux hyperconcentrés. De tels types d'écoulements se développent dans des rivières à barres graveleuses longitudinales peu sinueuse dans des milieux ouverts (Mueller et Corcoran, 1998). Ceci correspond aussi à l'assemblage de faciès GB (tableau 2), lequel est souvent présent dans des zones tectoniques actives (Lonegran et Scheiber, 1993), et dans des bassins à bordures faillées où les taux d'accumulation sont généralement très hauts et peuvent durer de 1 à 10 Ma (Mueller *et al.*, 2002).

Des empilements sédimentaires similaires sont bien décrits dans diverses ceintures de roches vertes archéennes, comme celle de la Sous-province de l'Abitibi où ils sont connus comme de type Timiskaming (Thurston et Chivers, 1990; Mueller *et al.*, 1991; Mueller et Donaldson, 1992). Les faciès observés sont communs des cônes alluviaux, des cônes deltas et des rivières tressées (Miall, 1980). Mais nous n'avons aucun élément géométrique pour connaître le degré de la pente. Le plus simple est d'émettre l'hypothèse d'une plaine alluviale à faible pente. Nous pouvons comparer les sections de la présente étude avec les colonnes de type Scott et Donjek (Miall, 1977; figure 7). Nous retrouvons sur ces deux types, des alternances de conglomérat et de grès. Dans le type Scott, la proportion de lits de conglomérat domine, alors que dans le type Donjek, se sont les lits de grès qui dominent. Dans les deux cas, on trouve des lithofaciès comme ceux observés dans

la présente étude. Les colonnes stratigraphiques des formations de Brune, de Keyano et de Magin partagent en fait des caractéristiques avec ces deux types et pourraient constituer un cas intermédiaire. Par rapport au type Donjek, elles comportent moins de lits de grès et aucun lit de pélite, ce qui serait typique d'une fin de cône de delta ou de cône alluvial. Par rapport au type Scott, elles comportent moins de lits de grès et de lits de coulées de débris, ce qui serait typique plutôt de l'amont d'un cône alluvial.

Des études portant sur l'importance de populations de clastes pour identifier la source, les modes de dispersion et l'influence de la tectonique ont été réalisées à l'Archéen sur des bassins tardifs orogéniques en décrochement (Mueller *et al.* 1991, 1994; Corcoran *et al.* 1998, 1999) et des bassins associés à des nappes de chevauchements (*piggy back*; Eriksson, 1978; Heubeck et Lowe, 1994). De plus, la taille et la distribution des grains et des clastes sont souvent utilisées pour différencier des paramètres proximaux ou distaux dans des cônes alluviaux, des cônes de delta ou dans des barres caillouteuses à courant tressé (Mueller *et al.*, 2002). Dans les trois formations étudiées, plusieurs lits de conglomérats ont des clastes de grandes tailles (classe des blocs) ce qui appuierait une proximité relative de la source. Toutefois, les clastes sont généralement arrondis et jointifs, typiques d'un transport en traction présent en partie distale d'un cône alluvial, plutôt qu'anguleux avec des textures et structures typiques de coulées de débris caractéristiques de la partie proximale des cônes alluviaux. Globalement, les données des trois formations favorisent un milieu de sédimentation en position médiane d'un cône alluvial ou d'une rivière alluviale graveleuse avec des caractéristiques similaires. L'agencement des lits de conglomérat et de grès expose les caractéristiques d'un courant par traction, en régime

d'écoulement permanent avec une vitesse constante et de processus de coulée s'opérant dans les systèmes alluviaux. De tels environnements ne sont pas favorables au dépôt de boues qui auraient pu être présentes lors du transport initial.

Du point de vue de l'environnement tectonique, les limites des bassins de type Timiskaming sont fréquemment des failles et des discordances angulaires. On y trouve localement des roches volcaniques alcalines ou calco-alcalines (Krapez et Barley, 1987; Thurston et Chivers 1990). On peut donc les considérer comme des bassins successeurs (tardifs). Pour la Formation de Brune, la représentativité de l'affleurement n'est pas assez grande pour conclure positivement sur l'environnement de dépôt.

En conclusion, l'analyse sédimentologique conventionnelle, basée sur les faciès et les figures sédimentaires (figure 8), ne permet pas de confirmer ou d'infirmer des corrélations entre les trois formations à l'étude. En effet, les modes de formations, les sources identifiées et les environnements de dépôt sont bien similaires entre elles. Toutefois, elles ne sont pas spécifiques à ces formations puisqu'elles sont aussi communes avec plusieurs autres formations archéennes d'âges variées (Krapez et Barley, 1987; Thurston et Chivers, 1990).

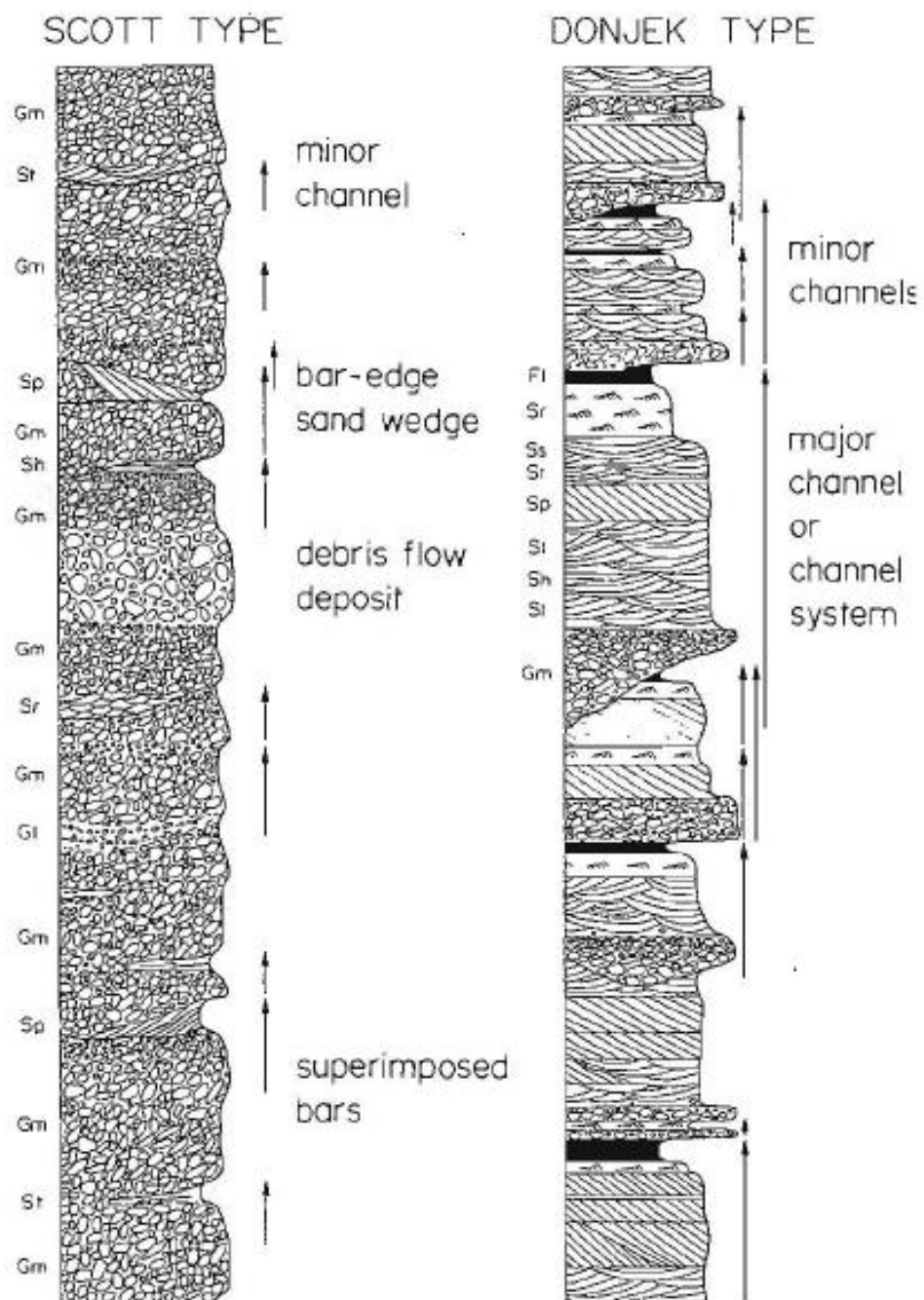


Figure 7: Colonne stratigraphique de cônes tressés de type Scott et Donjek (Miall, 1977).

Tableau 1: Classification des lithofacies fluviatiles (modifiée de Miall, 1978).

Faciès	Lithofaciès	Structures sédimentaires	Interprétation possible
Gmm (Dmm)	Gravier non jointif (matrice [argileuse]) (Diamicton)	massif (aspect chaotique)	gel par friction; dépôts de coulée de débris visqueuse
Gmg (Dmg)	Gravier non jointif (matrice [sable]) (Diamicton)	granoclassement inverse à normal	tamissage cinématique à suspension gravitaire; dépôts de coulée de débris
Gci	Gravier jointif (claste) classé	granoclassement inverse	tamissage cinématique; dépôts de coulée à forte concentration de débris
Gh	Gravier jointif (claste) laminé / lité	Lit (ruban/lamine) horizontal; imbrication	Dépôt de résidu
Gt	Gravier jointif (claste) stratifié	Lamines entrecroisées en auge (<i>trough</i>)	dépôt par traction; comblement de petit chenaux
Gp	Gravier jointif (claste) stratifié	lits entrecroisés planaires	dépôt par traction; barre linguiforme ou accrétion frontale (à partir d'ancienne barre)
Sm	Sable fin à grossier	massif	gel par friction; suspension rapide; dépôt de coulée de masse
St	Sable moyen à très grossier, à caillouteux	lits entrecroisés en auge (<i>trough</i>)	régime d'écoulement inférieur, dépôt par traction; dunes à crête sinueuse 3D
Sp	Sable moyen à très grossier	lits entrecroisés planaire solitaire	dépôt par traction; barre linguiforme à transversale (2D),
Sr	Sable très fin à grossier	rides de divers types	dépôt par traction; rides
Sh	Sable très fin à très grossier, à caillouteux	lamination horizontale	dépôt par traction; lits planaires (régimes d'écoulement inf. et sup.)
Sl	Sable fin	lits entrecroisés à angle faible ($<15^\circ$)	régime d'écoulement supérieur, dépôt par traction; comblement d'affouillement, crevasse évasée, antidune
Ss	Sable fin à grossier, parfois caillouteux	large surface peu profonde d'affouillement (<i>scour</i>)	comblement de surfaces d'érosion

Tableau 2: Classification des macroformes fluviales.
(modifiée de Miall, 1985, 1986)

Élément fluvial (f)	Code	Assemblage de faciès	Géométrie
Chenal	CH	Toutes combinaisons	Rubans, lentilles ou feuillet; base érosive concave. Remplissage d'un chenal fluvial; échelle variable;
Barre graveleuse	GB	Gm, Gp, Gt	Lentille, feuillet; associée souvent à SB
Macroforme (<i>bedform</i>) sableuse	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	Lentille, feuillet. remplissage de chenaux ou étalée en feuillet.
Macroforme d'accrétion en amont (<i>upstream</i>)	UA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	Lentille; avec surfaces d'accrétion inclinées vers l'amont; associée à DA et LA
Macroforme d'accrétion en aval (<i>downstream</i>)	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	Lentille; avec surfaces d'accrétion inclinées vers l'aval.
Macroforme d'accrétion latérale	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss (Gm, Gp, Gt)	Lentille, lobe; avec surfaces d'accrétion inclinées latéralement et progradantes sur une base plane ou érosive
Fosse d'affouillement (<i>Scour Hollows</i>)	SH	Gh, Gt, St, Sl	Fosse avec remplissage asymétrique
Dépôt (sédiments) gravitaires	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lobe, feuillet; associé souvent avec GB



A) Bandes de grès riches en magnétites provenant de l'érosion d'une source riche en oxyde de la Formation de Magin.



B) Observation d'un chenal dans le grès de la Formation de Brune.



C) Laminations entrecroisées soulignées par des grains de magnétites dans le grès de la Formation de Keyano.



D) Laminations entrecroisées soulignées par des magnétites dans le grès de la Formation de Magin.

Figure 8 : Photographie des différentes structures sédimentaires observées dans les formations de Brune, de Keyano et de Magin. Voir les figures 4, 5 et 6 pour la localisation des photographies.

CHAPITRE II

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

2.1. Problématique et objectif

L'étude pétrographique est un outil puissant pour caractériser et classer des grès. Elle permet de préciser les sources et l'environnement tectonique de dépôt. Une abondante littérature existe sur le sujet (Dickinson *et al.*, 1983; Nechaev et Isphording, 1993; Morton et Hallsworth, 1999; Mackenzie et Guilford, 2001). La composition déterminée par le comptage de point et de clastes est influencé par la région source (Basu, 1976; Mack, 1981; Picard et McBride, 1993), les paramètres géodynamique (Dickinson et Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983), le relief (Johnsson et Stallard, 1989), le climat (Nesbitt *et al.*, 1996; Corcoran *et al.*, 1998), le transport (Nesbitt *et al.*, 1996), et par les environnements de dépôts (McBride *et al.*, 1996; Corcoran *et al.*, 1998) incluant le recyclage (Corcoran, 2005; Corcoran *et al.*, 2013), et post dépôt (diagenèse et métamorphisme; Johnsson, 1993).

L'analyse pétrographique conventionnelle de grès peut être relativement simple lorsque le nombre de minéraux qui les composent est restreint. Mais certains cas sont plus complexes lorsque les grès sont immatures et riches en clastes lithiques. L'analyse des grès est limitée par la taille des grains et est donc peu utile pour documenter les grains de petites tailles, comme les minéraux argileux, qui nécessitent d'autres techniques analytiques (p. ex., diffraction des rayons X). Elle ne permet pas non plus de différencier aisément des minéraux avec des propriétés optiques similaires (p. ex., les carbonates; Deer *et al.*, 1992; Boggs, 2009). Les résultats d'analyses pétrographiques permettent d'abord une

classification des sédiments. La composition des sédiments est un reflet de la composition de la source, des processus d'altération qui les ont affectés de la source à aujourd'hui (p. ex., météorisation, diagenèse, hydrothermalisme, métamorphisme). La grande dépendance de la composition de la source sur celle des grès permet aussi d'identifier des environnements tectoniques de formation. Le tri hydraulique et l'abrasion mécanique durant le transport et l'environnement de dépôt sont les principaux facteurs modifiant la composition acquise à la source des roches sédimentaires (Morton et Hallsworth, 1999).

Une approche similaire est employée pour les conglomérats où un comptage et une identification précise des clastes permet d'obtenir des résultats intéressants (Mueller *et al.*, 2002). Il y a donc lieu de procéder à une analyse plus fine des clastes de conglomérat pour valider cette hypothèse. Nous observons ici que, les grès peuvent contenir une grande variété de minéraux lourds (Svendsen et Hartley, 2002). Le cortège de minéraux lourds peut être utile pour confirmer ou suppléer une étude pétrographique conventionnelle. Ce cortège permet aussi de corréler ou de distinguer les différentes formations sédimentaires (Morton et Hallsworth, 1999). Les minéraux lourds originellement présents dans les grès contrôlent la distribution de plusieurs éléments en traces (Gujar *et al.*, 2010). Plusieurs études sont parvenues à identifier la provenance des sédiments grâce aux minéraux lourds (Sabeen *et al.*, 2002; Fedortchouk et LeBarge, 2008; Zimmermann et Spalletti, 2009). Toutefois, il est possible qu'une certaine portion de minéraux lourds primaires n'ait pas résisté au métamorphisme du faciès des amphibolites (Mange et Wright, 2007). L'utilisation pétrographique des minéraux lourds pour identifier les caractéristiques de sources possibles s'avère donc limitée. Dans les grès étudiés, certains minéraux, comme le

zircon, peuvent bien résister au métamorphisme (Hanchar et Hoskin, 2004). D'autres comme les grenats, les amphiboles et les micas, seraient d'origine métamorphique (Yardley *et al.*, 1990). L'origine de certains minéraux comme l'apatite, l'allanite et sa couronne de réaction, reste incertaine. Il est possible que l'ambiguïté puisse être levée par une étude chimique de ces minéraux. Quelque soit leurs origines (sédimentaire ou métamorphique), l'étude de ces minéraux est essentielle pour déterminer les porteurs des éléments chimiques. Les minéraux lourds se concentrent généralement à la base des lits de grès. Toutefois, l'observation de lamines de magnétites prouve qu'il existe un phénomène de ségrégation, malgré l'environnement fluviatile qui devrait être uniforme. Ceci confirme la nette dominance de la traction comme principal mode de sédimentation.

L'objectif du présent chapitre est de vérifier si une étude pétrographique conventionnelle des formations de Brune, de Keyano et de Magin, pour les grès ou une étude pétrographique plus détaillée des clastes des conglomérats de ces formations serait un bon outil de corrélation de ces formations sédimentaires.

2.2. Méthodologie

Trois lames minces dans les grès ont été étudiées pour la Formation de Brune, sept pour la Formation de Keyano et dix pour la Formation de Magin. Les lames minces ont fait, par la suite, l'objet d'un comptage de points. C'est une méthode statistique qui permet de décrire une roche d'une manière impartiale et quantitative. Elle consiste à étudier un grand nombre de points sur une lame mince. Afin d'avoir une représentation statistiquement valide, le nombre de points décrit est typiquement de 300 à 500 dans le but d'atteindre un plateau où, à chaque ajout de nouveau point, le pourcentage des minéraux de la roche

changent peu. Mais il faut faire attention à ce que l'endroit choisi pour réaliser la lame mince, soit le plus représentatif de ce que l'on veut montrer. La méthode ne s'applique qu'aux grès peu déformés, avec peu de matrice produite tectoniquement (Pettijohn, 1954; Dickinson et Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). Le développement de minéraux métamorphiques (p. ex, amphibole, grenat) avec des textures qui leur sont propres (p. ex., granoblastiques, idioblastiques) limite aussi grandement l'utilité de la méthode pour des roches ayant subi un métamorphisme important.

Dans un premier temps, il est important d'effectuer un comptage de clastes des conglomérats sur le terrain (Mueller *et al.*, 1991; Mueller et Corcoran, 1997; Corcoran et Mueller, 2002; Mueller *et al.*, 2002). Ceci permet d'établir, pour chaque formation, une représentation des sources apparentes (Duparc *et al.*, 2012). La modification par le grade métamorphique ne permet pas l'identification des constituants originaux, et donc les méthodes de comptage d'Indiana et de Gazzi-dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) ne conviennent pas ici. Ceci empêche également de réaliser des diagrammes de classification et de tectonique conventionnelle. Voici comment les comptages ont été réalisés. La maille de comptage suit le principe de base des mesures de grain en lame mince. Aucun claste ne doit être compté deux fois. Pour ce faire, le claste qui a la taille maximale du conglomérat sert de taille minimale pour la maille. La taille de la maille de cette étude varie de 1 m sur 1 m à 1,20 m sur 1,20 m avec des points tous les 10 ou 20 cm. Le comptage devient valide aux alentours de cent clastes comptés. Ceci résulte d'un compromis entre le temps à accorder au comptage et le nombre de lithologies présentes. Si peu de lithologies différentes sont rencontrées, alors le plateau est vite atteint. Pour le calcul de la taille et de

l'arrondi des clastes, le plateau est très vite atteint car le tri durant le transport s'applique à tous les clastes. Cependant, d'un point de vue statistique, un nombre de 300 clastes comptés serait irréprochable. De temps en temps, les lits de conglomérats ne sont pas assez épais pour un comptage, on reproduit alors la maille de façon rectangulaire.

Par la suite, plusieurs clastes des conglomérats jugés représentatifs par leurs textures ont été échantillonnés dans chaque formation afin de compléter l'étude pétrographique. Pour la Formation de Brune, trois clastes de tonalites et un claste de pyroxénite ont été prélevés. Pour la Formation de Keyano, deux clastes de tonalites, un de granite, un de pyroxénite, un de gabbro et un de chert ferrugineux sont également prélevés. Pour la Formation de Magin, deux clastes de tonalites, un de granite, un de komatiite, un de basalte et un de formation de fer ont aussi été échantillonnés. Ces clastes ont servi à une étude pétrographique et à des analyses chimiques (voir chapitre III - Lithogéochimie). Aucun des clastes de paragneiss n'a été échantillonné car les clastes étaient trop petits et déformés pour les extraire du conglomérat.

2.3. Les grès

Les minéraux présents dans les grès des trois formations (figure 9) sont très similaires (tableau 3). Les plus abondants sont le quartz et le feldspath (plagioclases et quelques rares microclines) qui est souvent très séricitisé. Ces deux minéraux présentent des textures de recuit granoblastique (figure 9), ce qui suggère que ces minéraux ont recristallisés (Archibald, 1977). En plus des changements compositionnels dus à la météorisation initiale et à une diagenèse antérieure (Morton et Hallsworth, 1994; Morton et

Hallsworth, 1999; Morton *et al.*, 2005), il est aussi possible que leur composition actuelle puisse résulter de réactions métamorphiques (Sawyer, 1986). Leur abondance actuelle, toutefois, pourrait refléter une abondance initiale relative. Si tel est bien le cas, ils proviennent de l'érosion de sources de roches ignées et métamorphiques felsiques, riches en quartz et feldspath (Corcoran et Mueller, 2002) ou sédimentaire (Corcoran *et al.*, 2013).

Tableau 3 : Composition moyenne des grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin établie à partir de comptage de points; n = nombre de lame mince.

n= 3	Brune	%	n= 7	Keyano	%	n= 10	Magin	%
Majeurs	Quartz	45	Majeurs	Quartz	55	Majeurs	Quartz	40
	Feldspath	25		Feldspath	20		Feldspath	36
	Biotite	15		Biotite	10		Biotite	12
	Amphibole	10		Amphibole	4		Amphibole	7
	Muscovite	5		Muscovite	8		Muscovite	2
			opaque (Magnétite)	3	opaque (Magnétite)	3		
Traces	Grenat		Traces	Grenat		Traces	Grenat	
	Zircon			Zircon			Zircon	
	Allanite			Allanite			Allanite	
	Pyrite			Pyrite			Pyrite	
	Épidote			Épidote			Molybdénite	
	Chalcopyrite			Molybdénite			Apatite	
	Pyrrhotite			Apatite			Arsénopyrite	
				Chalcopyrite			Métaux natifs (Cu, Zn, Pb, Sn)	

L'abondance relative du quartz pourrait résulter d'un enrichissement lors du transport de la source vers le bassin puisque c'est un minéral mécaniquement et chimiquement stable (Corcoran et Mueller, 2002). Les feldspaths sédimentent fréquemment avec le quartz car ils ont un comportement hydraulique équivalent (Morton et Hallsworth, 1999). Toutefois, les feldspaths sont chimiquement plus instables et mécaniquement moins résistants que le quartz. Leur abondance originelle refléterait alors un transport court, une

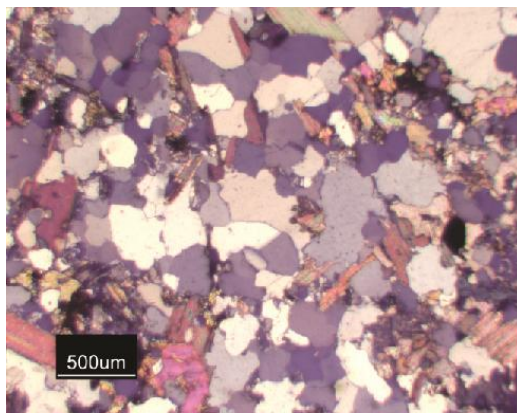
absence d'une météorisation à la source, une absence de dégradation par diagenèse et métamorphisme subséquent ou une combinaison de ces facteurs.

La source commune la plus probable pour le quartz et les feldspaths serait une roche felsique grenue. Les tonalites sont des roches felsiques riches en quartz et plagioclase (O'Connor, 1965) qui sont très abondantes à l'Archéen. Des clastes de tonalite abondent dans les niveaux de conglomérats et indiquent donc clairement la présence d'une source riche en roche felsique (voir section suivante). En général dans les terrains archéens, les tonalites sont associés à un ensemble très répandu, les TTG qui comprend des trondjémites et des granodiorites (Martin, 1999, 2005). Les TTG constituent les roches les plus importantes en superficie des sous-provinces de La Grande et de Minto (voir la carte géologique du Québec, Thériault et Beauséjour, 2012). Elles se sont formées durant toute l'histoire de ces sous-provinces (voir la figure 4 de Goutier *et al.*, 2001 et les figures 3.1 et 3.2 de Simard *et al.*, 2008). Il est donc très raisonnable de conclure que la source des sédiments des trois formations reflète l'érosion de terrains de type TTG.

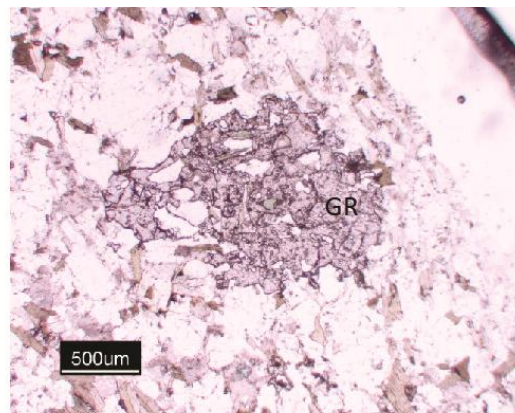
Il y a aussi plusieurs minéraux à texture idioblastique comme l'amphibole (cristallisée en belles baguettes), le grenat (figure 9) et quelques micas (prismes bien développés). La présence et les textures de ces trois minéraux confirment que ces roches ont cristallisé au faciès supérieur des schistes verts ou inférieurs des amphibolites (Bucher et Grapes, 2011). Leur origine métamorphique ne peut être utilisée pour préciser la composition de la source originelle. Par contre, ces trois minéraux nécessitent pour leur formation du fer, du magnésium et de l'aluminium (Adam et Green, 2006). On peut donc conclure que, si la diagenèse et le métamorphisme ont été isochimiques, les minéraux ou

clastes de roches originaux étaient eux aussi de composition ferromagnésienne. Il est possible que ces minéraux métamorphiques dérivent aussi d'un protolithe riche en argile contenant en partie du fer et du magnésium. Toutefois, les textures et les structures sédimentaires reflètent un milieu de sédimentation fluviatile en traction, ce qui exclu la sédimentation originelle de minéraux argileux avec les grès des trois formations à l'étude (voir section précédente).

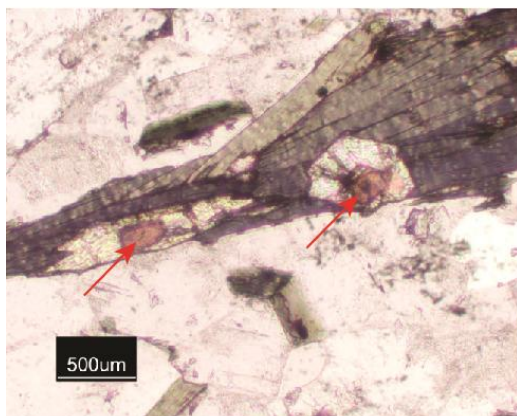
Les conglomérats renferment quelques clastes de roches mafiques et ultramafiques riches en minéraux ferromagnésiens (voir section 2.3). Plusieurs minéraux ferromagnésiens, comme l'olivine, sont mécaniquement stables, mais chimiquement très instables. Ils peuvent donc être relativement abondant dans des grès si le transport est court et la météorisation à la source faible (Morton *et al.*, 2005). Les TTG renferment peu de minéraux ferromagnésiens (Martin, 1999, 2005; tableau 4 de cette étude). Les sources possibles des minéraux ferromagnésiens de la région, en se basant sur la cartographie régionale et nos comptages de points des clastes : les roches mafiques, intermédiaires et ultramafiques (volcaniques ou plutoniques) et les roches métasédimentaires (paragneiss et formation de fer). Les proportions actuelles de ces minéraux ferromagnésiens pourraient refléter leur abondance originelle et donc une contribution moindre des roches mafiques et ultramafiques à la composition des grès de ces trois formations.



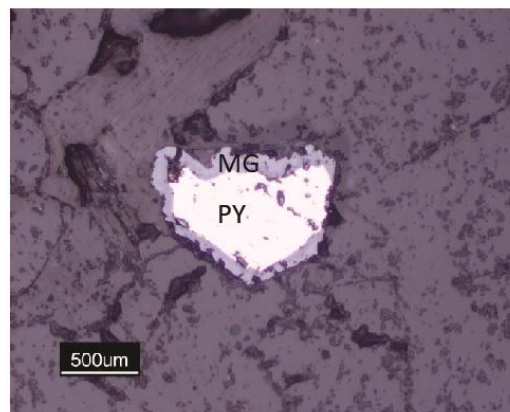
A) Observation d'une texture recristallisée, vue en lumière polarisée analysée; Lame mince 1054-B1, Formation de Brune. Notez l'allongement et les contacts anguleux entre les grains.



B) Observation d'un grenat (GR) poeciloblastique, vue en lumière polarisée non analysée ; Lame mince 1054-B2, Formation de Brune.



C) Allanite (flèche orange) entourée d'une couronne d'épidote (translucide), en inclusion dans une biotite, vue en lumière polarisée non analysée; Lame 7505-B1, Formation de Keyano.



D) Pyrite (PY) accompagnée d'une altération en magnétite (MG), vue en lumière réfléchie ; Lame mince 7504-A2, Formation de Magin.

Figure 9 : Photographie des grès en lame mince.
La localisation des échantillons est indiquée sur les figures 4, 5 et 6.

Il existe divers minéraux qui sont des indicateurs de sources spécifiques. Leur présence peut être très utile dans les recherches de provenance. Parmi ces minéraux présents dans les grès des trois formations à l'étude, il y a le zircon et des minéraux opaques. Il faut, toutefois, s'assurer qu'ils soient détritiques. Les zircons trouvés dans les grès ont des morphologies variées et sont en faible quantité. Plusieurs sont en baguettes, et d'autres semblent prismatiques et zonés, plus typiques de roches ignées (Hanchar et Hoskin, 2003; David *et al.*, 2008). La plupart de ces zircons possèdent une taille inférieure à 20 μm et sont en inclusions dans d'autres minéraux où ils sont entourés d'auréoles pléochroïques. Certains possèdent une fracture montrant que le système a possiblement été rouvert. Des apatites et des allanites (figure 9) sont aussi présentes mais possèdent aussi une taille inférieure à 20 μm et sont relativement rares. La rareté relative et surtout la petite taille de ces minéraux les rendent difficiles à utiliser pour une analyse de chimie minérale et une étude de corrélation. De nouveau, la présence d'allanite et de zircon confirme l'existence d'une source ignée felsique (Bea, 1996). Des particules amalgamées contenant du Cu, Zn, Pb et Sn, sans soufre sont observées en traces dans les grès de Magin (analyse par micro-fluorescence X). Il est possible qu'une fois le dépôt des sédiments, des sulfures détritiques aient subi une désulfurisation lors de la diagenèse et du métamorphisme au faciès des amphibolites. Ces métaux suggèrent un possible système volcanogène (Jébrak et Marcoux, 2008). De la molybdénite a été observée dans les formations de Keyano et de Magin. Les isotopes Re-Os de la molybdénite pourraient être un outil de corrélation intéressant, car ils pourraient nous donner l'âge de cette source (Stein *et al.*, 2001). Cependant trop peu de minéraux sont présents pour permettre une réelle étude rigoureuse.

Deux sources de molybdénite, antérieures à la sédimentation de Magin et de Keyano, sont connues : soit le Pluton de Moly ($2745,8 \pm 0,8$ Ma, Bandyayera *et al.*, 2013) situé à quelques kilomètres de la Formation de Keyano; soit le Pluton de Semonville (2746 ± 5 Ma, Goutier *et al.*, en préparation), situé à 30 km au SE de la Formation de Magin. Plusieurs études sur la composition des minéraux lourds phosphatés existent (Belousova *et al.*, 2002; Svendsen et Hartley, 2002). Toutefois, ces minéraux phosphatés peuvent aussi être d'origine diagénétique ou métamorphique. Il est impossible dans la présente étude de départager si c'est le cas ou non. La magnétite est un minéral intéressant d'un point de vue des corrélations car sa signature en éléments en traces peut être typique de la source (Grigsby, 1990; Dupuis et Beaudoin, 2011; Dare *et al.*, 2012). Il est bien présent dans les formations de Magin et de Keyano. Cet oxyde de fer est très résistant mécaniquement et chimiquement. Il forme fréquemment des dépôts de placers (Darby et Tsang, 1987; Day et Fletcher, 1991). De plus, quelques clastes de tonalites et de formations de fer observés dans les conglomérats renferment aussi des magnétites. Il est donc possible de penser que ces derniers seraient la source des magnétites, comme elles pourraient l'être pour le quartz et le feldspath des grès des trois formations de la région. Leur étude constitue un chapitre particulier du présent mémoire et sera donc présentée plus loin (voir le chapitre IV).

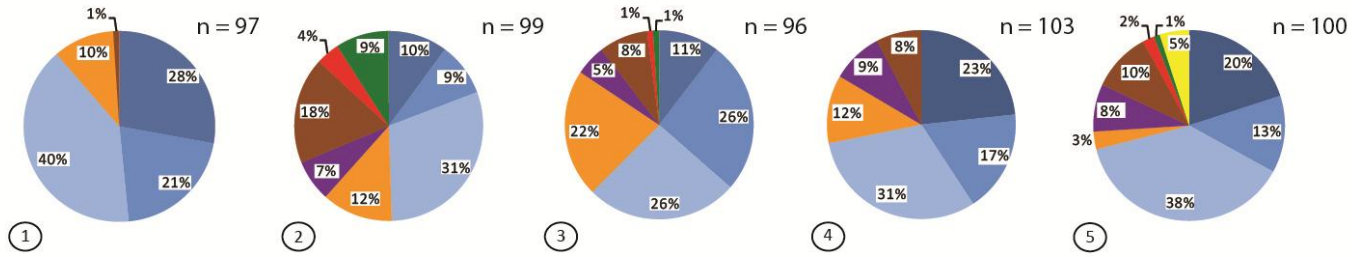
2.4. Les clastes des conglomérats

Les clastes des conglomérats constituent des échantillons directs des sources des sédiments. Ils représentent donc un outil très intéressant de corrélation. Les clastes sont présentés en ordre d'abondance suivant le comptage (tableau 4, figure 10). La moyenne de ces comptages et leur localisation sont présentés de façon graphique sur les figures 4, 5 et 6. L'ensemble des clastes mafiques possèdent de nombreux remplacements de leurs minéraux par des amphiboles, dû au métamorphisme régional.

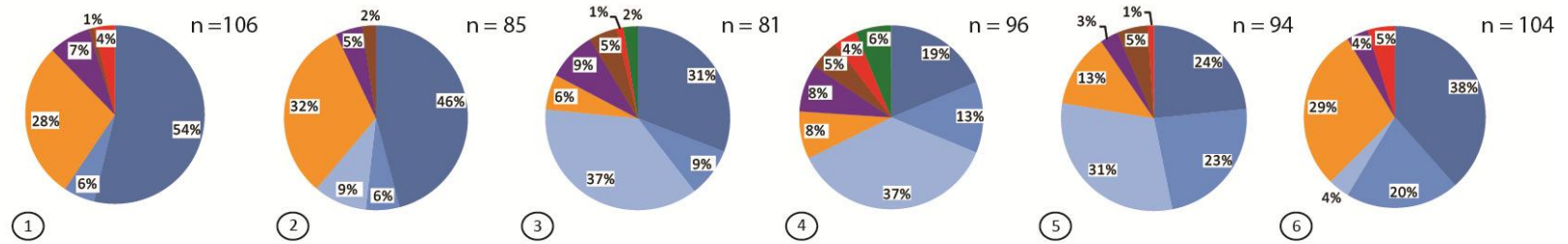
Conglomérat de Brune

La composition des clastes du conglomérat (figure 11) est à dominance de tonalites (68 %). Celui-ci contient également: 5 % de clastes d'autres roches plutoniques (granite, diorite et claste felsique mylonitisé) que l'on ne trouve pas dans les comptages des autres formations; 15 % de clastes de veines de quartz; et environ 6 % de clastes de roches mafiques. Les 9 % restant correspondent à la matrice et à quelques clastes de paragneiss à biotite. Sur la base de la granulométrie et des textures observées en affleurement, trois types de tonalite ont été identifiés (figure 10): 1) tonalite foliée et granoblastique; 2) tonalite foliée et moyennement grenue; 3) tonalite à grains grossiers. Ces trois types de tonalite sont retrouvés dans les coupes des autres formations. Nous avons observé une variation verticale de la composition des tonalites du conglomérat sur 4 mètres. Cette variation verticale suggère que soit les sources varient dans le temps, soit qu'il s'agit d'un changement du niveau d'érosion d'un même pluton possédant un secteur folié et un autre plus granulaire.

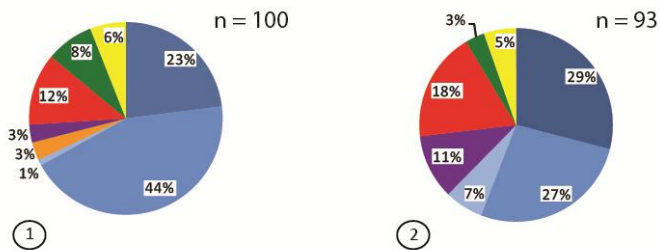
Formation de Magin



Formation de Keyano

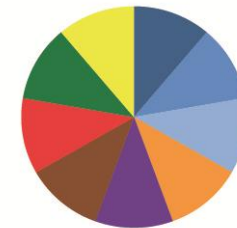


Formation de Brune



Légende

Composition des conglomérats



- Tonalite 1 (granoblastique, foliée)
- Tonalite 2 (grain moyen, foliée)
- Tonalite 3 (grain grossier)
- Paragneiss
- Matrice
- Quartz
- Roches mafiques (amphibolite, ultramafite)
- Autres roches felsique (granite, diorite)
- Chert ferrugineux (Keyano) ou formation de fer (Magin)

n = total de points comptés

nb Emplacement du comptage de point dans le conglomérat (dans l'ordre de la base au sommet)

Figure 10 : Composition des conglomérats des formations de Brune, de Keyano et de Magin, obtenue à l'aide de comptage de clastes.

Tableau 4 : Composition des clastes des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Le ratio $[La/Yb]_n$ est normalisé aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995; annexe 8.6). Les abréviations des minéraux accessoires et des textures sont ceux de la légende géoscientifique du MRN (annexe 8.4). MF % = pourcentage de minéraux ferromagnésiens dans le claste.

Clastes	Minéraux accessoires	MF %	Texture	La/Yb
Brune				
Tonalite n°1	MV, BO, GR	3	[FO], [GF], [GR]	7,7
Tonalite n°2	MV, BO, PY, MG	2	[FO], [GM], [GR]	31,5
Tonalite n°3	MV, BO, GR, MO, (CL++),PY	5	[GM], [GG], [GR]	8,3
Amphibolite de pyroxénite	BO, HB, PY, PG, AM		[GF], [GM]	2,5
Claste de veine de quartz			[MA]	
Keyano				
Tonalite n°1	BO, PY, MG	1	[FO], [GF], [GR]	22,5
Tonalite n°2	HB, BO, AL, ZC	5	[FO], [GM], [GR], [YZ]	36,6
Tonalite n°3	BO, ZC, AL	2	[GG], [GR]	41,2
Monzodiorite quartzifère	BO, HB, FK, AL	4	[GG], [PO] de FK, [FO]	37,8
Amphibolite de pyroxénite	AM, TR, BO, PG		[GF]	1,9
Amphibolite de gabbro	BO, HB		[MX], [GP]	3,8
Chert ferrugineux	AM,PY, PO, HB, BP, QZ, MG, AP, ZC		[FO], [RU], [GR]	
Claste de veine de quartz			[MA]	
Magin				
Tonalite n°1	MV, PY, EP, BO, MG	1	[GF], [GR]	7,6
Tonalite n°2	BO, HB, MV, PY, MG, ZC, AP	6	[GF], [GM], [GR]	34,0
Tonalite n°3	BO, PY, HB, MV, AL	6	[GG], [GR]	40,1
Amphibolite de komatiite	MG, PY, TR, (CB), (TC)		[GM]	3,4
Amphibolite de Basalte	QZ, HB, (PX), MG		[GF], [AM] de QZ	7,0
Formation de fer	AM, MG, PY, ZC, AP		[RU], [GF], [GR]	
Claste de veine de quartz			[MA]	

Conglomérat de Keyano

À la base de la coupe, le conglomérat (figure 10) est dominé par des blocs de tonalite granoblastique foliée (type 1) et de paragneiss, avec peu de clastes ferrugineux riche en silice, qualifié de chert. À partir du tiers de la coupe, la dominance passe à d'autres blocs de tonalite à grains grossiers (type 3). Au sommet de la section, la tonalite granoblastique foliée (type 1), absente au début de la coupe, représente les clastes dominants. À la fin de la coupe, la tonalite 1 contribue beaucoup moins à l'apport du conglomérat. De plus, les clastes de chert ferrugineux ne sont présents ni au début, ni à la fin de la coupe. Cette variation de composition suggère également que les sources varient dans le temps. Quelques clastes de gabbro (figure 10) et de pyroxénite sont également retrouvés au sein du conglomérat.

Conglomérat de Magin

Le conglomérat a toujours une dominance de blocs tonalitiques avec la présence de formation de fer (1 à 18 %; figure 10). Les autres clastes rencontrés dans le conglomérat sont composés de roches ultramafiques (1 à 9 %) et de paragneiss (3 à 22 %). À la base de la coupe, la composition des blocs est dominée par les 3 types de blocs de tonalites (89 %). On observe peu de clastes de formation de fer et peu de clastes de paragneiss. Au sommet de la coupe, les blocs tonalitiques forment 61 % des clastes du conglomérat, avec des galets de formation de fer (9 %) et quelques cailloux de quartz (2 %).

2.5. Discussion et conclusion de la description pétrographique

De nombreuses études dans les grès de séquences modernes et plus anciennes démontrent la provenance et le paléoenvironnement sédimentaire (Dickinson *et al.*, 1983; Nechaev et Ispording, 1993; Morton et Hallsworth, 1999). L'étude des grès des trois formations en lame mince confirme le degré de métamorphisme régional du faciès supérieur des schistes verts au faciès inférieur des amphibolites avec la présence de texture granoblastique ainsi que de nombreuses amphiboles et du grenat (Bucher et Grapes, 2011). L'importance de la recristallisation qui accompagne ce métamorphisme limite grandement l'interprétation du mode de mise en place et l'étude de provenance qui auraient pu être effectuée pour des grès moins métamorphisés. La majorité des classifications pétrographiques et tectoniques sont basées sur les rapports entre les grains de quartz, de feldspath et de clastes de roches (Pettijohn, 1954; Dickinson *et al.*, 1983). Plusieurs problèmes sont rencontrés lors de la déformation ou du métamorphisme. Certaines classifications pétrographiques de grès sont basées sur le pourcentage de matrice présente (Dott, 1964). Les principaux diagrammes de classification tectonique font abstraction de la matrice (Dickinson et Suczek, 1979). Toutefois, dans les deux cas, c'est le pourcentage de matrice originale lors du dépôt qui est important. Or, lors de la déformation, il y a destruction de grains et minéraux labiles et production d'une pseudo-matrice. En conséquence, au-delà d'un pourcentage de matrice supérieur à 25 %, ces classifications ne peuvent être employées (Dickinson et Suczek, 1979). De plus, le métamorphisme permet une recristallisation qui peut modifier les constituants et textures d'origine et les remplacer par des minéraux et des textures typiques des roches métamorphiques (Yardley *et al.*,

1990). En conséquence, l'utilisation d'une classification pétrographique conventionnelle pour les grès de la région est probablement inadéquate. Par analogie avec les dépôts de type Timiskaming de la Sous-province de l'Abitibi (Mueller *et al.*, 1991), on pourrait se limiter à les qualifier de méta-grès quartzo-feldspathique.

La pétrographie des clastes des conglomérats est aussi un outil très intéressant car les clastes sont représentatifs des sources. Globalement, la composition générale des formations étudiées suggère une source dominée par des roches de composition felsique (tonalites) avec une contribution moindre de roches mafiques ou ferreuses et de paragneiss. Étant donné la taille des clastes de tonalite, il est possible de préserver un cœur relativement frais et non altéré par les processus d'altération de météorisation, de transport et de post-déposition. Ces clastes devraient donc avoir une signature magmatique s'apparentant aux plutons tonalitiques adjacents. Si l'on avance l'hypothèse que la composition des conglomérats reflète celle des grès, celle-ci devrait montrer une composition dominée par des roches ignées felsiques et avec une légère composante mafique. Toutefois, les tonalites des suites TTG archéennes (Martin, 1999, 2005) sont des roches communes sans caractéristiques pétrographiques distinctives. Il est donc difficile d'identifier un pluton tonalitique particulier que sur sa base pétrographique. De plus, les tonalites représentent les roches dominantes des sous-provinces de La Grande et de Minto. Cependant, la présence ou non d'un type de claste entre deux formations, fournit une preuve d'une source commune ou d'une source différente pour les deux formations. Les comptages de clastes offrent donc une première vision sur une étude de corrélation. La Formation de Brune ne possède pas de clastes de roches ultramafiques, ni de formations de fer ou de chert

ferrugineux et très peu de paragneiss dans son conglomérat, permettant de la différencier des deux autres formations sur au moins une source. Les formations de fer peuvent représenter une source majeure des magnétites présentes comme minéraux lourds des grès. Toutefois, de nouveau, l'identification d'une source spécifique pourrait être difficile.

Les clastes de paragneiss présents dans les trois formations n'ont pas été échantillonnés. Ces fragments ont une taille inférieure à 5 cm de diamètre et sont riches en minéraux ferromagnésiens (hornblendes, biotites). L'impossibilité de les échantillonner n'a pas permis de les étudier pétrographiquement pour en préciser la composition dans le conglomérat, et par conséquent ni leur contribution au grès. Ces fragments pourraient être responsables de la présence des amphiboles et des micas dans les grès. Il faut cependant les prendre en compte lors d'une étude de provenance. Trois hypothèses peuvent être faites pour expliquer l'origine de ces clastes : 1) les paragneiss étaient présents et consolidés à la base des conglomérats, étant déjà donc le produit de l'altération de plusieurs sources; 2) il pourrait s'agir de cannibalisme du bassin sédimentaire lié à une tectonique active (Ricci Lucchi, 1986; Nocita et Lowe, 1990); 3) ou ces clastes sont les produits de l'érosion d'une source mafique très altérée. Le nom donné sur le terrain est paragneiss mais il est impossible de vérifier si l'on a affaire à un sédiment métamorphisé ou à un fragment de roche volcanique mafique tel qu'un basalte altéré.

En conclusion, dans le cas présent, la pétrographie des grès semble constituer un outil de corrélation peu discriminant puisque les compositions générales des trois formations sont similaires. Cependant, le contenu en certains sulfures et en apatite diffère un peu entre les formations, ce qui pourrait suggérer que chaque formation puisse posséder une source légèrement différente des deux autres. Il y a peu de minéraux lourds utilisables pour une étude plus fine, si ce n'est la magnétite, laquelle sera étudiée dans le chapitre IV. La composition pétrographique des clastes de conglomérat révèle des différences en taille et en pourcentage, qui peuvent être d'utilité limitée pour l'identification des sources et comme outils de corrélation. Toutefois, la signature lithogéochimique de certains clastes pourrait être discriminante. En utilisant la banque de données lithogéochimiques du ministère des Ressources naturelles, il serait possible de trouver des sources potentielles spécifiques, mais ce travail n'a pas été tenté dans le cadre du présent mémoire.



A) Fragment de formation de fer rubanée de la Formation de Magin.



B) Fragment d'amphibolite de gabbro de la Formation de Keyano.



C) Conglomérat de la Formation de Keyano. Notez les nombreux clastes de tonalites, ainsi que le fragment de chert ferrugineux (flèche).



D) Fragment de tonalite 1 avec une texture à grain fin, granoblastique et légèrement foliée de la Formation de Keyano.



E) Fragment de tonalite 2 avec une texture à grain moyen, granoblastique et foliée de la Formation de Magin.



F) Fragment de tonalite 3 avec une texture à grain grossier de la Formation de Magin.

Figure 11 : Photographie des principaux clastes des conglomérats.
La localisation des photographies se trouvent sur les figures 5 et 6.

CHAPITRE III

LITHOGÉOCHIMIE

3.1. Problématique et objectifs

Les analyses lithogéochimiques (éléments majeurs et en traces) des roches sédimentaires peuvent être employées pour donner des informations complémentaires aux études pétrographiques (voir section 2.1). Elles permettent de caractériser les roches sédimentaires et peuvent être employée pour déduire leur source (Roser et Korsch, 1988; Fralick et Kronberg, 1997). Conséquemment, c'est un outil potentiellement puissant pour établir des corrélations entre des formations stratigraphiques. La lithogéochimie complète présente des avantages et des désavantages par rapport aux études pétrographiques qui découlent principalement de la nature des résultats produits. Contrairement aux études pétrographiques, la composition complète de la roche est analysée. Toutefois, cela génère un grand nombre de variables, ce qui peut nécessiter leur analyse statistique. Plusieurs outils mathématiques existent et sont utilisés au cours de ce chapitre. Le but de l'étude est d'identifier des méthodes rapides et peu onéreuses pour corrélérer ou non des formations sédimentaires grâce à l'utilisation de diagrammes ou techniques standards existants dans la littérature, et non d'en faire leurs démonstrations.

Les traitements les plus simples se font en étudiant le comportement d'un seul élément pour différencier les différentes formations. Une unité peut être distinguée car elle possède un enrichissement ou un appauvrissement en un élément (p. ex. le Cr pour la

Formation d'Apple; Goutier *et al.*, 2000). Deux formations peuvent alors se corrélérer sur leur base de leur composition si elles comportent toutes les deux un appauvrissement ou un enrichissement commun d'un élément. Il peut être difficile de valider l'importance de cet appauvrissement ou de cet enrichissement sur la base d'une valeur moyenne. Il devient alors important d'examiner plus d'un paramètre statistique. La difficulté de traiter de larges banques de données fait en sorte que des représentations graphiques sont généralement recherchées afin d'identifier les principales informations visuellement. Dans le cas de la distribution d'un seul élément, ses variations peuvent être représentées visuellement à l'aide de boîtes à moustaches (Edén et Björklund, 1994). La boîte à moustache est un moyen rapide de représenter schématiquement le profil essentiel d'une série statistique quantitative. Elle résume quelques caractéristiques de l'élément étudié (médiane, quartiles, minimum, maximum, déciles) dans le but de comparer la distribution de ce même élément dans plusieurs populations (Chork et Salminen, 1993; Edén et Björklund, 1994). Elle a été employée pour documenter diverses formations sédimentaires archéennes (Doyon, 2004). Cet outil fonctionne très bien lorsque l'écart de concentration est important, sinon il faut recourir à d'autres outils.

Une technique statistique répandue est de déterminer des corrélations valides entre deux éléments, lesquelles peuvent être exprimées par le facteur de corrélation « R^2 ». Une matrice de corrélations peut alors être construite (Le Maître, 1982; Rollinson, 1993; Davis, 2002). Toutefois, la lecture d'une telle matrice est souvent ardue. De plus, le facteur R peut être influencé grandement par une valeur aberrante et ne permet pas d'en tirer de conclusions aisées. De nouveau, il est possible de valider des corrélations en utilisant des

représentations graphiques. Le plus simple est l'étude de diagrammes binaires, lesquels permettent d'observer la dispersion des échantillons le long d'une ligne de corrélation, fournissant une information plus intéressante qu'un simple facteur de corrélation « R^2 ». De tels diagrammes binaires peuvent être utilisés pour documenter des processus géologiques divers (Rollinson, 1993). Ainsi, Sawyer (1986) et Norman et De Deckker (1990) suggèrent que les corrélations linéaires entre divers groupes d'éléments peuvent être utilisées comme indicateur de mélanges de deux sources sédimentaires. Le choix des éléments à utiliser dans de tels diagrammes est critique puisque certains éléments peuvent aussi être plus caractéristiques que d'autres, telle que la comparaison d'un élément compatible avec un incompatible. Ainsi, Condie et Wronhiewicz (1990) et McLennan et Taylor (1991) ont exploités les différences géochimiques entre les éléments tels que Th et La (indicateur de source felsique ignée) et Sc et Cr (indicateur de source mafique). Divers diagrammes peuvent aussi être construits en utilisant plus d'un élément en abscisse ou en ordonnée. Diverses combinaisons d'éléments sont possibles (p. ex., sommes, différences, rapport). Le choix des combinaisons d'éléments permet de refléter des processus opérant à la source, lors du transport, de la sédimentation ou post-dépôt. Certains éléments sont employés pour déduire l'environnement tectonique (Bhatia, 1983; McLennan et al., 1993).

Les traitements statistiques simples et leurs représentations graphiques ont des limites importantes. Ils ne peuvent pas mettre en lumière des corrélations basées sur une combinaison d'éléments. Une analyse plus sophistiquée nécessite des outils statistiques plus poussés. Les plus usuels sont l'analyse de classification automatique hiérarchique (CAH), l'analyse en composantes principales (ACP), l'analyse factorielle (AF) ou la

combinaison de certaines de ces méthodes. L'ACP permet d'évaluer les interrelations entre les variables (élément) et entre les groupes d'échantillons, afin de déduire des composantes principales influençant un jeu de données. La CAH est basée sur les similarités entre les échantillons en utilisant la distance euclidienne, pour produire un diagramme hiérarchisé. L'AF permet de définir de nouvelles variables (appelées facteurs) qui rendent compte de la variance d'un jeu de données (Le Maitre, 1982; Davis, 2002; McKillup et Darby Dyar, 2010). De telles analyses permettent d'employer un ensemble d'éléments afin d'examiner plus précisément les connections entre les formations étudiées. L'ACP est une méthode d'analyse multivariable souvent utilisée dans les études géochimiques comportant un grand jeu de données (Azevedo *et al.*, 2008; Pe-Piper *et al.*, 2008; Marques *et al.*, 2008). Elle offre, en quelques opérations seulement, un résumé et une vue complète des relations existant entre les variables quantitatives d'une ou de plusieurs populations; résultats qui n'auraient pas pu être obtenus avec les autres outils statistiques. Elle est donc choisie pour cette étude. La procédure statistique est basée sur la construction de nouvelles variables et sur la réduction de la grande matrice de donnée initiale. La simplification de la donnée est faite en utilisant des combinaisons linéaires des variables de la matrice originale. Dans le cas de matrice de donnée géochimique, chaque vecteur montre que la donnée est dispersée suivant l'affinité géochimique et la provenance. Dans ce sens, les affinités peuvent fournir des informations sur la provenance de différents groupes d'oxydes ou d'élément. L'analyse peut être accompagnée de tests statistiques plus poussés, tel qu'une analyse de la variance (ANOVA), le test t de l'étudiant (*student t-test*) ou même la méthode de Monte-Carlo (Davis, 2002; McKillup et Darby Dyar, 2010). Ces tests permettront de définir s'il existe

objectivement trois populations et à quel point une formation est significativement différente d'une autre.

Un autre type de représentation graphique est l'utilisation de diagramme ternaire dont l'avantage principal est d'employer trois axes et donc trois éléments ou trois combinaisons d'éléments. De tels diagrammes ont été développés particulièrement pour documenter l'environnement tectonique (Bhatia et Crook, 1986) et d'autres pour documenter la nature et le degré de météorisation (Nesbitt et Young, 1982; Feddo *et al.*, 1997a, 1997b; Ohta et Arai, 2007; Meunier *et al.*, 2013). Les processus de météorisation à l'Archéen différaient probablement grandement de ceux du Phanérozoïque (Ohta et Arai, 2007; Meunier *et al.*, 2013). Pour cette raison, Meunier *et al.* (2013) propose un nouveau diagramme ($M^+ = Na^+ + K^+ + 2Ca^{2+}$; $4 Si = Si /4$; $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$). Le pôle de la silice représente l'altération. Ohta et Arai (2007) ont également développés un diagramme d'altération pour les roches archéennes à partir d'une analyse en composantes principales. Cet indice d'altération chimique est extrait d'un profil d'altération de roche ignée. Les huit oxydes majeurs définissent chaque pôle de ce diagramme MFW (M = mafique; F = felsique; W = altération), ce qui le rend plus sensible à l'altération chimique que le diagramme du CIA de Nesbitt et Young (1982).

Les analyses statistiques aussi puissantes soient elles, demeurent des outils complexes à manipuler et ne sont pas à la portée de tous. Pour cette raison, d'autres techniques plus simples cherchant à minimiser des corrélations fallacieuses ont été recherchées. L'une d'entre elles sont les diagrammes de ratio (Pearce et Cann, 1973; Pearce *et al.*, 1984). Les éléments considérés immobiles possédant une bonne concentration

exploitable pour une analyse, caractéristique de certaines phases minérales et comportant une dynamique similaire (insensible au métamorphisme et à l'altération), peuvent être utilisés pour construire un diagramme de ratio. Le regroupement de points sur un tel diagramme reflète la moyenne pondérée de la composition des roches sources contribuant à ces roches sédimentaires (Fralick, 2003). Si la composition de la roche source était variable et que les sédiments ont été peu mélangés avant le dépôt, alors les points devraient suivre une certaine dispersion sur le diagramme de ratio d'éléments immobiles. Ceci peut être utile pour différencier les sources. Une source importante spatialement et temporellement, ou une source variant spatialement avec une composition chimique spécifique, devraient apparaître dans un groupe de points restreints sur le diagramme.

Des diagrammes de ratio ont été utilisés originalement pour construire des diagrammes d'environnement tectonique pour les suites volcaniques (Pearce *et al.*, 1984). Ils sont employés plus récemment pour des roches sédimentaires (Rollinson, 1993; Fralick, 2003). Ce diagramme est utile pour restreindre la composition de la source car il minimise l'effet du fractionnement et nous permet d'examiner la caractéristique de la source. Cette méthode peut être utilisée pour l'exploration des sources des sédiments à n'importe quelle étape du cycle sédimentaire. Les résultats de l'étude de Fralick (2003) sur le bassin de Beardmore-Geraldton (Fralick et Kronberg, 1997) et sur les roches métasédimentaires du Quetico (Sawyer, 1986), montrent que cette méthode est robuste même à des hauts faciès métamorphiques. Les diagrammes utilisant les ratios d'éléments immobiles définissent précisément la région source et peut même indiquer quel type de volcanisme est à la base de ces sédiments (Sawyer, 1986). L'habilité à différencier des suites volcaniques formant

de possibles sources aux roches à l'étude, offre l'opportunité de s'en servir non seulement pour documenter l'environnement tectonique d'origine (Sawyer, 1986; Kresz et Zayachivsky, 1989; Fralick et Kronberg, 1997; Tomlinson *et al.*, 1993; Fralick, 2003), mais aussi comme un outil de corrélation. Il s'agit maintenant de savoir quels éléments immobiles peuvent être choisis pour de tels diagrammes de ratio. Al, Ti, Zr, Th, Y, Nb, Sc et les éléments des terres rares, sont moins sensibles à l'altération et au métamorphisme (Holland, 1978), permettant leur transport lors de l'érosion. La météorisation, l'halmyrolyse, et la diagenèse sont des altérations de basses températures et sont des processus similaires quant à la remobilisation d'éléments. Ces altérations n'affectent pas les éléments immobiles. La présence de fluide chaud, avec un pH très acide, pourrait influencer la remobilisation de tels éléments. Cependant aucune évidence de terrain (front de migration ou minéral indicateur) ne montre la présence de tels fluides pouvant modifier le comportement chimique, autres que de basses températures. De tels diagrammes de ratio comportant des éléments immobiles seraient donc un bon outil pour une étude de corrélation.

Les spectres des terres rares ont aussi été employés pour caractériser et déduire l'environnement tectonique de sédiments archéens (Lajoie et Ludden, 1984; Feng et Kerrich, 1990). La diagenèse et le métamorphisme sont présumés ne pas affecter les spectres des terres rares (Chaudhuri et Cullers, 1979; Muecke *et al.*, 1979; Holland, 1978). Les terres rares semblent donc très intéressantes pour une étude de corrélation. Toutefois, plusieurs fractionnements des terres rares se produisent durant la sédimentation, principalement dus à la séparation des minéraux lourds (Culler *et al.*, 1979). Les spectres

des terres rares sont encore très mal compris à l'Archéen car leurs concentrations peuvent être très variables. Par exemple, le ratio La/Yb (normalisés aux chondrites CI de McDonough et Sun, 1995), peut varier de <1 jusqu'à >25 (McLennan et Taylor, 1984), jouant fortement sur la variation de la forme du spectre de terres rares. Les spectres des terres rares des échantillons de grès et des clastes des conglomérats sont également étudiés dans ce chapitre afin de voir s'ils peuvent être un outil chimique pour discriminer les différentes formations.

Un objectif principal du présent chapitre est d'identifier des outils pour caractériser et corréler une ou plusieurs formations. Les outils utilisés seront : (1) la boîte à moustache; (2) les diagrammes binaires; (3) une analyse en composantes principales; (4) un diagramme de ratio; (5) les spectres des terres rares des grès et des clastes. Un second grand objectif sera d'identifier les processus responsables des variations géochimiques de la composition à la source (contexte tectonique) et de la météorisation à la source (altération), pouvant également être utile pour discriminer les formations. Chaque outil géochimique est présenté séparément au cours de ce chapitre.

3.2. Méthodologie

Diverses études ont montrées des différences de composition des grès entre la base et le sommet des lits (Argast et Donnelly, 1987; Roser et Korsh 1988). Toutefois, ceci est plus prononcé dans les turbidites où il y a un tri hydraulique qui produit un granoclassement. Le processus devrait être moins marqué ici puisque les grès sont formés par traction. Pour cette raison, le milieu d'un lit de grès a été systématiquement

échantillonné car jugé représentatif de la composition moyenne de l'ensemble du lit. De plus, l'objectif du présent mémoire n'est pas de déterminer l'importance du tri sur la composition, mais plutôt d'identifier des outils de corrélation. Ainsi, cinq échantillons de grès pour la Formation de Brune, huit pour la Formation de Keyano et huit pour la Formation de Magin ont analysés pour les éléments majeurs et en traces (annexe 8.5). Dans un conglomérat, les clastes sont des échantillons directs de la source. Une analyse d'un claste peut donc raisonnablement constituer une analyse de la source. Les clastes des conglomérats prélevés lors de l'étude pétrographique (voir le chapitre II) ont également été analysés (annexe 8.6). Les lames minces de l'analyse pétrographique des grès et des clastes de conglomérats viennent de ces mêmes échantillons géochimiques, ce qui facilite aussi l'interprétation géochimique.

Toutes les analyses ont été réalisées par ACME ANALYTICAL LABORATORIES. Les onze oxydes majeurs ont été analysés par ICP-AES, à partir d'une fusion au borate de lithium et d'une digestion aux acides dilués. La perte au feu (PAF) est obtenue par frittage à 1000°C. Quarante-cinq éléments mineurs sont obtenus par ICP-MS. Une décomposition au borate de lithium et une digestion à l'aqua regia sont utilisées pour ces éléments en traces. La procédure analytique est celle en vigueur au ministère des Ressources naturelles. Un standard est inséré tous les 25 échantillons. Cette procédure permet de maintenir une base comparative des données avec les autres projets du MRN. Plusieurs résultats d'analyse par la méthode LA-ICP-MS sont pris en compte lors de ce chapitre. La méthodologie de cette technique laser est décrite dans le chapitre IV.

3.3. Outils géochimiques

3.3.1. Boîte à moustache

3.3.1.1. Résultats

La première étape d'une analyse géochimique est d'identifier le ou les minéraux qui renferment majoritairement l'élément à l'étude. Parmi les éléments étudiés, le P_2O_5 , Al_2O_3 , Sr, Ba, La et Yb semblent être les plus discriminants indépendamment de leur caractère mobile ou immobile, pour les différentes formations.

D'après les boîtes à moustaches, il est possible de séparer les formations suivant la distribution de l'élément étudié (figure 12). La Formation de Magin possède la teneur la plus élevée en P_2O_5 , avec une médiane à 0,15 % poids, alors que la Formation de Brune a la plus basse (médiane = 0,05 % poids). Nous pouvons ainsi différencier chaque formation suivant sa teneur en P_2O_5 . Le Ba permet également de séparer les trois formations, suivant la même distribution que le P_2O_5 . La Formation de Magin possède des valeurs d'environ 800 ppm de Ba alors que Brune n'en possède seulement que 200 ppm. La Formation de Keyano se situe toujours à des valeurs médianes de ces deux formations pour le Ba et le P_2O_5 .

L' Al_2O_3 et le Sr semblent posséder une même distribution pour les trois formations. Les formations de Keyano et de Magin comportent des valeurs médianes de 14 à 15 % poids pour l' Al_2O_3 et de 500 à 600 ppm de Sr. La Formation de Brune est différente des deux autres par l'appauvrissement en ces deux éléments avec des valeurs médianes de 12,5 % poids en Al_2O_3 et < 200 ppm en Sr. L' Al_2O_3 peut être lié à la météorisation; il y a lieu de se questionner sur un appauvrissement de la roche source ou sur un processus d'altération.

Le lanthane est un exemple de terre rare légère. Les autres terres rares légères de cette étude possèdent le même comportement que le La. Le Ce se comporte également comme le La, malgré sa bivalence. Il est enrichi dans la Formation de Magin avec une valeur médiane de 35 ppm, permettant de séparer cette formation des deux autres. Les deux autres formations possèdent des valeurs médianes de 15 ppm de La. L'ytterbium est un exemple de terre rare lourde. Les autres terres rares lourdes possèdent un comportement similaire à l'Y. Cet élément semble permettre de distinguer les trois formations. La Formation de Brune comporte les plus hautes valeurs en Yb avec une médiane de 1,5 ppm. Les deux autres formations possèdent de faible valeur en Yb avec 0,8 ppm pour Magin et 0,6 ppm pour Keyano.

3.3.1.2. Discussion

Nous pouvons maintenant recouper ces résultats avec l'étude pétrographique (voir le chapitre II) en identifiant des minéraux porteurs des éléments chimiques discutés précédemment. Le P_2O_5 et le Ca se trouvent dans l'apatite (Belousova *et al.*, 2002). Ce minéral peut être aussi un porteur des terres rares légères tel que le La (Bea, 1996), ainsi que le Ba (Chakhmouradian *et al.*, 2002). Toutefois, l'allanite, qui est aussi présente dans certains grès étudiés, contient beaucoup plus de terres rares légères (La), du Sr, du Ba, du Ca et du P dans sa composition (Bea, 1996). D'après l'étude pétrographique des grès en lame mince, les trois formations possèdent de faibles quantités d'allanite, mais seules les formations de Magin et de Keyano possèdent de l'apatite. Tous les minéraux en traces présents sont inférieurs à 1 %, mais beaucoup plus d'apatites ont été comptées dans les grès de la Formation de Magin que dans la Formation de Keyano. Les plus hautes valeurs en

terres rares légères et en phosphate sont probablement dues à la grande présence d'apatite et aux quelques allanites dans la Formation de Magin. Les plus basses teneurs sont dues à l'absence d'apatite mais à la présence de quelques allanites dans la Formation de Brune. Même si l'allanite est en très faible quantité par rapport à l'apatite, elle compte jusqu'à 30 % de La dans sa composition contre 0,1 à 1 % dans l'apatite. Avec seulement 15 % de La dans l'allanite, $35 \text{ ppm (grès)} / 150\,000 \text{ ppm} = 0,0002$ soit 0,02 % allanite. Seulement deux grains d'allanite moyennement concentrées en La sur 10000 grains, permettent de concentrer 35 ppm de la Formation de Magin, ce qui fait de l'allanite le principal porteur potentiel des terres rares légères.

Les plagioclases contiennent des quantités importantes d'aluminium (20 à 36 % poids) et peuvent contenir des quantités de Sr et de Ba (100 à 1500 ppm) (Deer *et al.*, 1992). Les amphiboles vont contrôler le fer, le magnésium, le calcium et, dans une moindre mesure, l'aluminium (<11 % poids) (Hawthorne *et al.*, 2007). Les minéraux réservoirs les plus probables contrôlant la distribution en Al_2O_3 et en Sr semblent être les feldspaths (Smith et Brown, 1988). Cependant aucune corrélation n'est observée entre le Sr et le Ca. Les trois formations possèdent le même ordre de grandeur en contenu de feldspaths avec des écarts parfois importants suivant les lames minces au sein d'une même formation. Même si les différences dans la proportion de feldspaths entre les formations ne semblent pas expliquer les écarts en Al_2O_3 , il reste que la composition du feldspath pourrait être un facteur important. En effet, quelques microclines (feldspath alcalin) sont observés dans les lames minces des formations de Keyano et de Magin, mais pas dans la Formation de Brune. La présence de feldspaths plus alcalins semble une bonne hypothèse puisque la Formation

de Brune est appauvri en ces éléments. Cependant la proportion de biotite et d'amphibole versus les feldspaths a probablement un effet direct sur la teneur en aluminium. Le grenat est rapporté comme un porteur des terres rares lourdes telles que Lu et Yb (Bea, 1996), ainsi que le Mn, Mg, Ca, Al et Fe. Ce minéral se trouve en plus grande quantité dans la Formation de Brune ce qui expliquerait ainsi sa plus forte concentration en Yb. Le grenat croît dans les roches riches en aluminium telles que les argiles. Cependant les grès à l'étude présentent de nombreuses structures sédimentaires indiquant des sédiments bien triés lors d'un système en traction. Peu d'argile sont donc apportée au système. Les grenats ne seraient donc pas détritiques et ne reflèteraient pas la composition d'une source ponctuelle. Si le grenat est métamorphique, il va refléter la composition globale du bassin de drainage. On ne pourra pas s'en servir pour tracer une source spécifique. Un autre minéral pouvant porter les terres rares lourdes est le zircon (Bea, 1996).

Les concentrations de P_2O_5 -Ba-La, Al_2O_3 -Sr et Yb permettent donc de caractériser les formations en rendant compte des grandes similarités et différences entre elles. Les principales différences semblent être dues surtout aux minéraux accessoires présents ou absents. Si ces minéraux ne sont pas d'origine diagénétique (Ayers et Watson, 1991; Belousova *et al.*, 2002) ou métamorphique (Mange et Morton, 2007), ils pourraient refléter des différences présentes à la source. Ils pourraient aussi refléter le passage d'un fluide de composition particulière lors d'un événement post sédimentation particulier à une unité. Cet outil chimique confirme donc en partie la pétrographie. Son potentiel comme outil de corrélation reste faible.

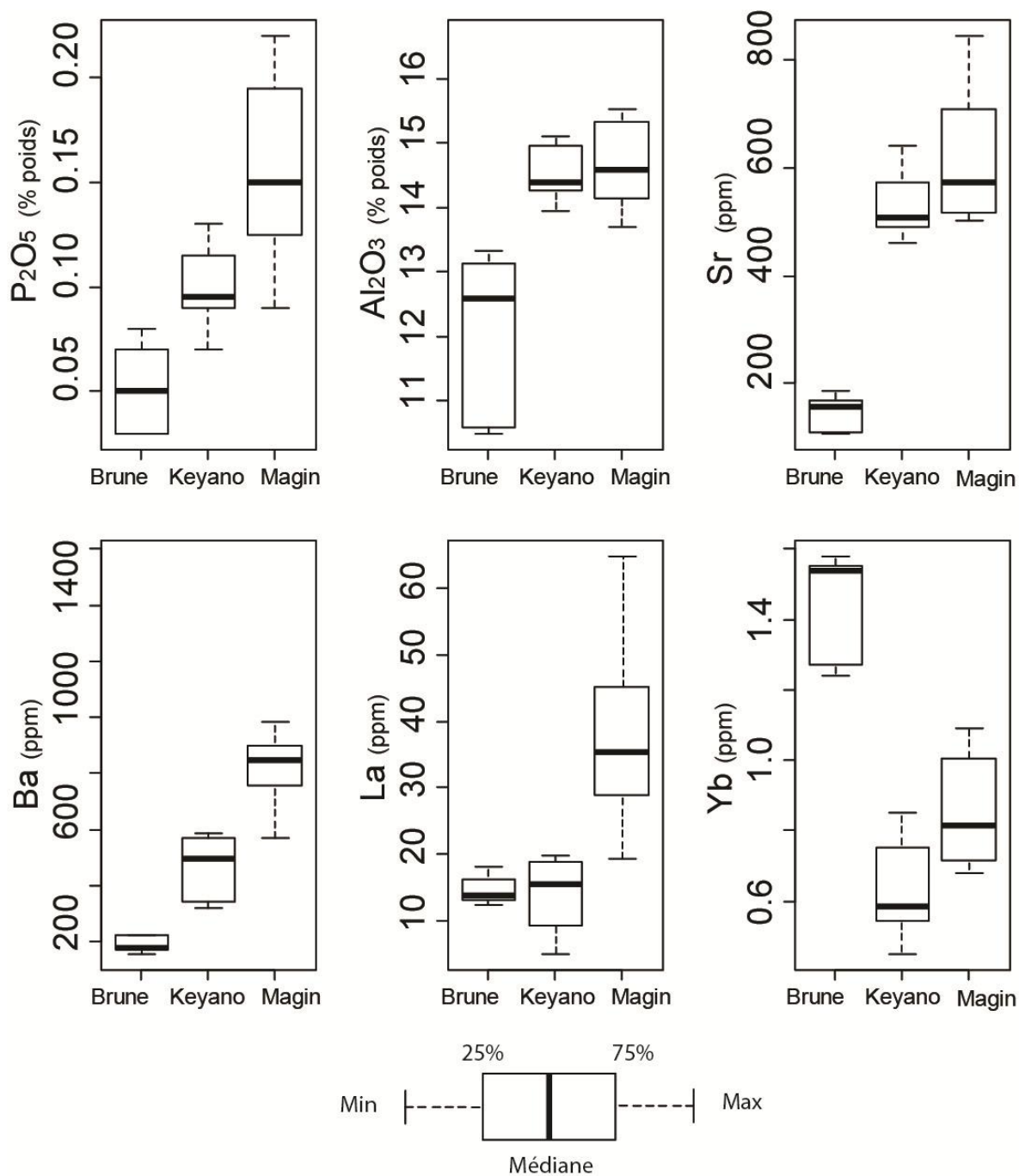


Figure 12 : Boîtes à moustaches des éléments P₂O₅, Al₂O₃, Sr, Ba, La et Yb contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Cinq échantillons sont utilisés pour la Formation de Brune, sept pour la Formation de Keyano, et huit pour la Formation de Magin (voir l'annexe 8.5 pour les résultats d'analyses).

3.3.2. Diagrammes binaires

Plusieurs éléments ont un comportement similaire qu'il est possible de regrouper en famille (Feng et Kerrich, 1990). Le problème majeur de cette étude est le petit nombre d'échantillon pour chacune des trois formations. Les études sédimentologique et pétrographique montrent peu de différences entre les trois formations. Ces formations seront considérées comme une seule population pour les besoins d'établir une matrice de corrélation. L'hypothèse de traiter l'ensemble des jeux de données ensemble n'est pas fausse puisque, malgré la présence de trois pentes correspondant à chaque formation au sein d'un diagramme (p. ex. Fe_2O_3 vs SiO_2), nous observons de bonne corrélation, positive ou négative. Un examen plus attentif des diagrammes binaires montre une prédisposition pour les analyses de chaque formation à se situer sur une portion légèrement différente de la droite de corrélation. Ceci pourrait refléter que les mêmes processus ont opéré lors de la sédimentation de ces grès, ce qui serait un argument supplémentaire pour les traiter comme une seule population dans le présent projet. Quatre diagrammes ont été choisis car jugés représentatifs des différents diagrammes étudiés. Ces diagrammes représentent les meilleures corrélations et sont les plus faciles à expliquer. Les corrélations observées peuvent être faibles ou fortes et positives ou négatives. Une matrice de corrélation montrant toutes les paires d'éléments qui ont une corrélation positive, négative ou aucune corrélation, est présentée à l'annexe 8.7.

Le diagramme TiO_2 vs Zr (figure 13A) montre une bonne corrélation positive. Le Zr est principalement contenu dans le zircon (Deer *et al.*, 1992). Cependant, le titane y trouve peu de place (Hanchar et Hoskin, 2004). Le Ti peut être présent dans divers minéraux,

comme des oxydes de fer, la biotite et la titanite, lesquels font peu de place pour le Zr (Deer *et al.*, 1992). Pour expliquer la corrélation Zr et Ti, deux hypothèses peuvent être formulées. D'abord, les oxydes de titane (densité de 4,23 à 5,50), de même que les zircons (densité de 4,6 à 4,7), sont chimiquement stables lors de la météorisation, puis lors des altérations post sédimentation (Mange et Wright, 2007). Ils peuvent aussi se comporter comme des minéraux lourds mécaniquement stables, lors du transport et de la sédimentation. Une autre hypothèse peut être formulée sur la base de l'étude pétrographique car un autre porteur du Ti pourrait être la biotite (Patino-Douce 1993). Or, l'étude pétrographique a démontré que les biotites des formations, contiennent des inclusions de zircons dans leurs structures. La corrélation s'expliquerait alors par le simple transport des biotites avec ses inclusions de zircon. Toutefois, la biotite semble être aussi un minéral métamorphique. Il faudrait alors que le zircon ait été en inclusion dans le précurseur de la biotite (minéral ou fragment de roche). De même, il est possible de présumer que le Ti n'était pas à la source sous forme d'un oxyde de titane. L'analyse des magnétites (porteur de Ti) révèle des inclusions en zircons (voir le chapitre IV). De nouveau, il est possible que le Ti et le Zr soient contenus originalement dans un minéral ou un fragment de roches. Dans cette étude, nous n'avons pas identifié avec précision le porteur de chaque élément. Cependant, l'hypothèse la plus probable est simplement l'augmentation de minéraux lourds (ilménite, magnétite et zircon) dans les échantillons.

Le diagramme P_2O_5 vs TiO_2 montre également une corrélation positive (figure 13B). Les porteurs potentiels du P_2O_5 sont d'abord l'apatite, puis l'allanite. Une explication similaire à celle du diagramme TiO_2 vs Zr peut être proposée. Il y aurait présence à la

source de deux minéraux chimiquement stables et transportés comme minéraux lourds et mécaniquement stables. Ceci fait aussi l'hypothèse que l'apatite (densité de 3,10 à 3,35) et l'oxyde de titane (de 4,23 à 5,50) ou la titanite (densité de 3,4 à 3,5) étaient présents à la source. L'analyse par la méthode LA-ICP-MS (voir le chapitre IV) démontre la présence d'inclusions d'apatite dans les magnétites étudiées. Les magnétites et la titanite peuvent contenir plusieurs centaines de ppm de Ti dans leur composition, rendant la magnétite un des principaux porteurs du Ti avec la biotite et les amphiboles. Il est donc possible d'expliquer le diagramme P_2O_5 vs TiO_2 de la même manière que celui du TiO_2 vs Zr.

Le diagramme $Fe_2O_3^t$ vs SiO_2 (figure 13C) présente une corrélation négative. Les porteurs le plus probables du SiO_2 sont le quartz et les feldspaths. Une faible corrélation non présentée ici, existe entre Fe et Mg, indiquant que le fer n'est probablement pas présent dans un seul minéral (comme la magnétite) mais aussi contenu dans des minéraux ferromagnésiens. Ainsi, les porteurs les plus probables du $Fe_2O_3^t$ seraient des minéraux ferromagnésiens (p .ex. biotite, amphiboles) ou des fragments de roches contenant de tels minéraux (p. ex., basalte, intrusion ultramafique). Toutefois, plusieurs de ces minéraux ferromagnésiens (p. ex. pyroxène, amphibole, biotite) contiennent une certaine quantité de silice. Le quartz et les feldspaths ne contiennent peu ou pas de fer (Johnsen, 2000). La corrélation négative supporte donc que ces deux éléments ($Fe_2O_3^t$ et SiO_2) sont bien dans des minéraux distincts, lesquels ont un comportement chimique ou mécanique différent, possiblement en lien avec une différence de densité: minéraux ferromagnésien dense (p.ex., pyroxène avec densité entre 3,0 et 4,0), minéraux quartzo-feldspathiques peu dense (p.ex., quartz avec densité de 2,65). Ceci signifierait que, malgré un transport par traction, qu'un

certain tri hydraulique a été opérant lors du transport et de la sédimentation de ces grès. Alternativement, la corrélation négative pourrait traduire une certaine résistance à la destruction lors du transport et de la sédimentation. Une augmentation de minéraux résistants quartzo-feldspathiques se faisant au détriment des minéraux ferro-magnésiens labiles. Si le Fe n'était pas dans un minéral ferro-magnésien, il aurait pu être présent dans un oxyde de fer, comme la magnétite. La magnétite est souvent présente dans des grès riches en quartz car les deux sont mécaniquement et chimiquement stables, malgré leur grande différence de densité (2,65 pour le quartz et 5,2 pour la magnétite). Une corrélation négative signifierait de nouveau un certain tri hydraulique actif lors de la sédimentation. L'importance d'un tel tri hydraulique dans le cas présent est souligné, mais semble restreint, à la formation de lamines riches en magnétites dans les grès étudiés. Une corrélation négative généralisée traduirait donc, de nouveau qu'une augmentation de magnétites se fait au détriment des minéraux moins denses et riches en silice.

Le diagramme La vs Yb (figure 13D) représente les terres rares légères en fonction des terres rares lourdes. C'est un exemple de diagramme sans corrélation. Toutefois, il permet de bien faire ressortir une autre particularité des données. Notez que les trois formations se distribuent souvent dans des portions distinctes du diagramme. Cette séparation est présente à un degré moindre sur les autres diagrammes, notamment sur la figure 13B. La Formation de Brune tend à s'isoler sur la figure 13D et à se situer avec les plus basses teneurs sur les autres diagrammes. Sur la figure 13D, les données de Keyano présentent une corrélation positive alors qu'elle est négative pour Magin. Sur les autres diagrammes, il y a une superposition plus importante des champs mais les données de la

Formation de Keyano occupent plus souvent la portion enrichie des diagrammes. Ce diagramme démontre clairement que les terres rares légères et les terres rares lourdes ne sont pas contrôlés par le même minéral ou par une association minérale facile à saisir. En effet, selon ce qui a été mentionné à la section 3.3.1., les terres rares légères semblent contrôlées par l'allanite puis l'apatite, alors que les terres rares lourdes sont contrôlées par le grenat, la baddeleyite (non observé) ou le zircon (Bea, 1996). Une forte corrélation positive entre La et P_2O_5 supporte que l'allanite et l'apatite soient la principale source de P_2O_5 et des terres rares légères.

Les informations clés que révèlent ces diagrammes sont : 1) que le tri hydraulique, lors du transport et de la sédimentation, ait pu avoir un rôle sur la composition des grès, en favorisant une différence basée sur des densités contrastantes ou une absence de différence; ceci serait particulièrement le cas des minéraux lourds; 2) qu'ils permettent de reconnaître une composition distincte pour la Formation de Brune, alors que les champs des formations de Keyano et de Magin se superposent fréquemment. De nouveau, l'utilité de ces diagrammes comme outil de corrélation demeure limitée.

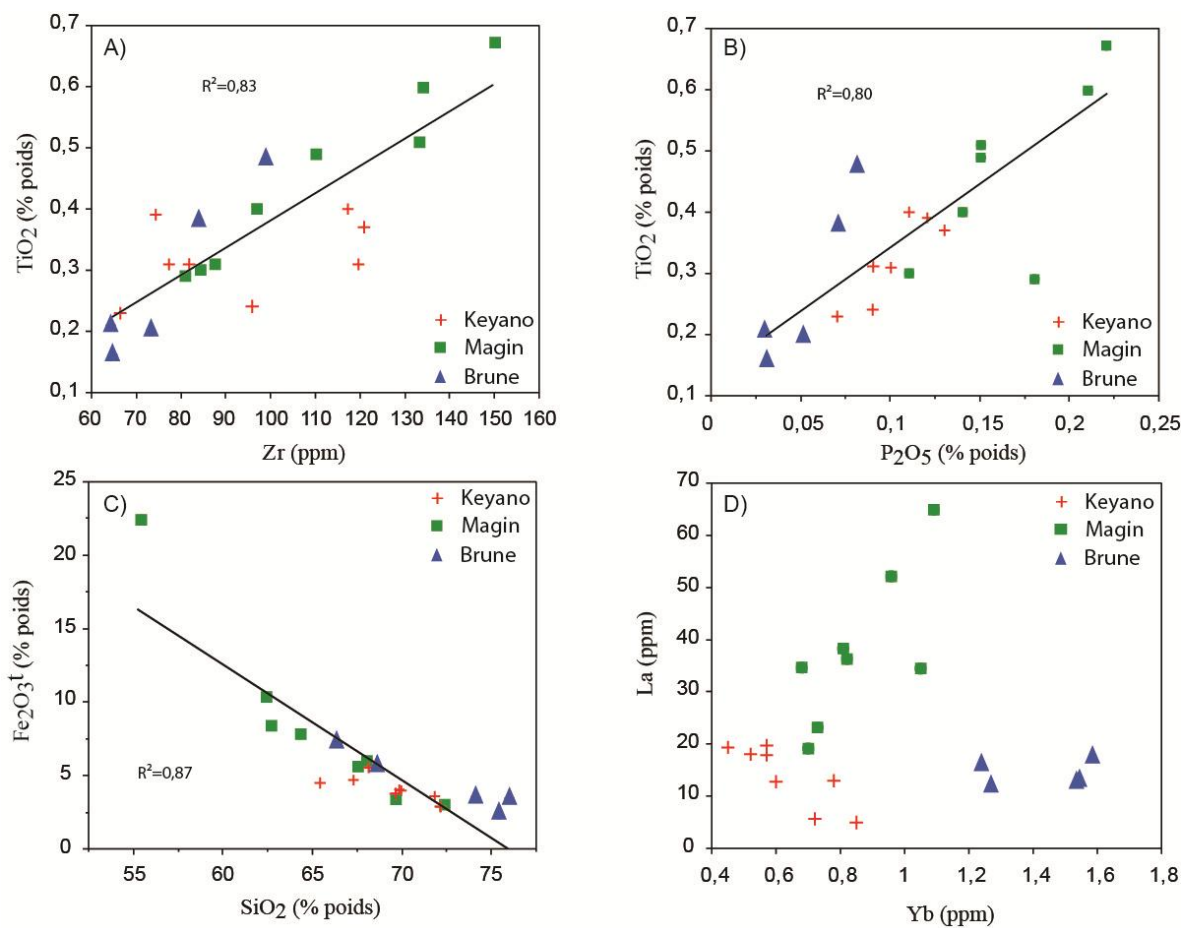


Figure 13 : Diagrammes binaires provenant des analyses de grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin A) Zr vs TiO₂; B) P₂O₅ vs TiO₂; C) SiO₂ vs Fe₂O₃^t; D) Yb vs La. Les résultats d'analyses sont à l'annexe 8.5.

3.3.3. L'analyse en composantes principales

Dans cette étude, une analyse en composantes principales (ACP) intergroupe est utilisée. Elle permet de rechercher les axes au centre de gravité de l'espace et met l'accent sur la différence entre les groupes (formations). Les représentations graphiques des formations vont permettre de voir s'il existe une structure sur cet ensemble de formations. On cherchera à distinguer des groupes dans l'ensemble des formations en regardant quelles sont les formations qui se ressemblent et celles qui se distinguent des autres. Tous les calculs statistiques sont réalisés à l'aide du logiciel « R » (Gerald van den Boogaart et Tolosana-Delgado, 2008).

Si les réalisations (les éléments de la matrice) sont à probabilités égales, alors chaque réalisation (un élément X de la matrice) a la même composante $1/n$ dans le calcul des caractéristiques de l'échantillon. On applique ainsi un poids à chaque réalisation conjointe des variables. La matrice de données utilisée pour l'ACP inclut 26 paramètres (majeurs, traces). Il se pose ici un léger problème de représentativité. Nous devrions avoir plus d'échantillons de grès pour chaque formation que de variables analysées (éléments). La première composante principale (PC1) est un axe où les éléments possèdent la variance maximale ou la meilleure dispersion, tout en gardant les affinités chimiques. La seconde composante (PC2), orthogonale à PC1, représente l'axe avec la plus large variance ou l'axe avec le maximum de variance non expliquée par l'axe PC1.

L'ACP est réalisée pour les éléments majeurs (figure 14) et une autre pour les éléments en traces (figure 15) des trois formations de Brune, de Keyano et de Magin. Plusieurs éléments en traces sont retirés de l'ACP comme les éléments Rb, Sc, Nb, U, Co et

Cu qui ne possèdent pas un poids significatifs (faibles concentrations des éléments dans les échantillons, rendant une similarité entre toutes les formations pour ces éléments) et les éléments Au, Pt, Ta et W dont les concentrations sont à la limite de détection. De plus, seul trois terres rares sont représentées afin de ne pas avoir un effet de surreprésentation des données. Le La sera représentatif des terres rares légères, le Lu pour les terres rares lourdes et l'Eu est aussi gardé car il possède un comportement différent des autres terres rares dû à sa double valence. Visuellement sur le graphique, une boîte avec le nom de la formation relie tous les échantillons provenant de cette formation. L'ensemble des flèches partant de l'origine jusqu'aux éléments représente un cercle de corrélation.

3.3.3.1. Résultats

L'ACP est appliquée aux éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, MnO , P_2O_5 , MgO , CaO , Na_2O et TiO_2). La première composante PC1 (figure 14) explique 38,8 % de la variance. Elle montre des scores positifs pour MnO , CaO , MgO et SiO_2 et des scores négatifs pour $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 et Na_2O . La PC2 (27,21 % de la variance) montre des scores positifs pour MnO , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, K_2O , P_2O_5 et TiO_2 , ainsi que des scores négatifs pour Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Na_2O , MgO et SiO_2 . Le poids des échantillons montre plusieurs groupes d'éléments entre les formations de Brune, de Keyano et de Magin. Cr_2O_3 , Al_2O_3 et Na_2O différencient Magin et Keyano de Brune. CaO , MgO et SiO_2 séparent Brune et Keyano de Magin. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$, K_2O , P_2O_5 et TiO_2 semblent significatifs pour Magin mais distinguent cette formation de Keyano et de Brune. MnO semble plus significatif pour Brune et Magin, et moins pour Keyano. La PC1 permet de séparer la Formation de Brune

des deux autres formations assez facilement, tandis que la PC2 sépare la Formation de Keyano de Magin. L'échantillon de la Formation de Magin (11-QD-7504-A4) pose le problème d'être toujours à l'écart des autres échantillons car il possède une valeur anormale en Fe_2O_3^t (22 % poids), due à la forte présence de magnétites dans cet échantillon. Cet échantillon est toujours pris en compte car il révèle la composante ferreuse de la Formation de Magin, observée pétrographiquement. Un échantillon ne peut être écarté car il est le produit des différentes sources, qu'elles soient éphémères ou pas. Elles ont toutes contribué à la formation de cette unité.

Les éléments en traces sélectionnés (Zr, Hf, Cr, La, Yb) sont susceptibles d'être transporté par la charge de fond (Pe-Piper *et al.*, 2008). La PC1 (figure 15) représente 43,48 % de la variance et montre des scores positifs pour Y, Yb et Ni, et des scores négatifs pour Pb, V, Zn, Th, La, Eu, Zr Hf, Ga, Ba, Sr et Cs. La PC2 (21,38 % de la variance) montre des scores positifs pour Y, Lu, Pb, Th, La, V, Zn et Eu, ainsi que des scores négatifs pour Ni, Cs et Sr. Y et Lu sont significatifs pour la Formation de Brune. Ils permettent de la distinguer des formations de Keyano et de Magin. Cs et Ni jouent un rôle plus important pour la Formation de Keyano en la discriminant des deux autres unités. Pour Magin, les poids de La, Eu, Th, V, Zn et Pb sont significatifs et différencient cette formation des deux autres. Sr, Ga, Ba, Zr et Hf sont discriminants, car leur point d'origine est différent de 0 et ils permettent de différencier Magin et Keyano de Brune.

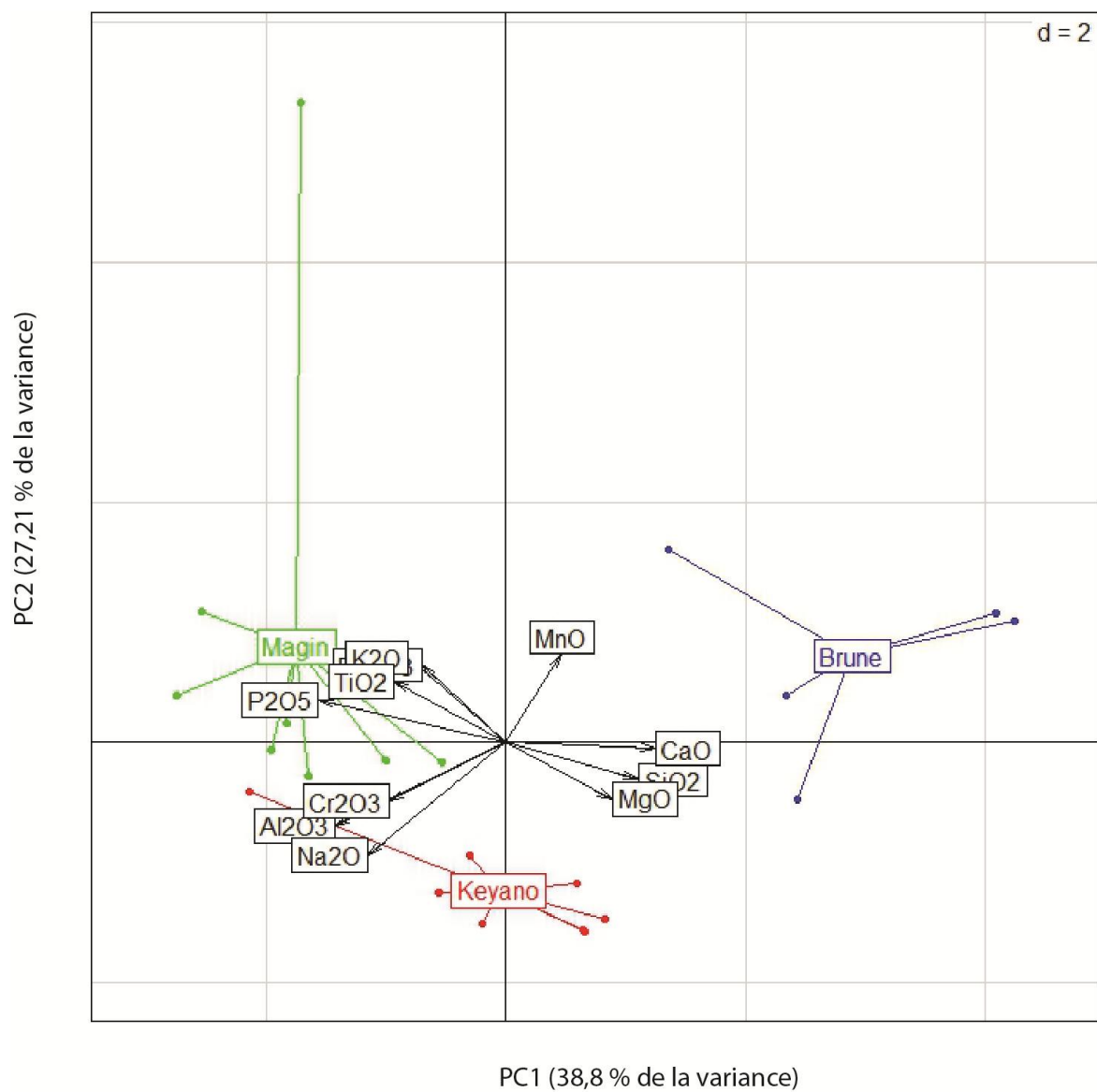


Figure 14 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments majeurs contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin.

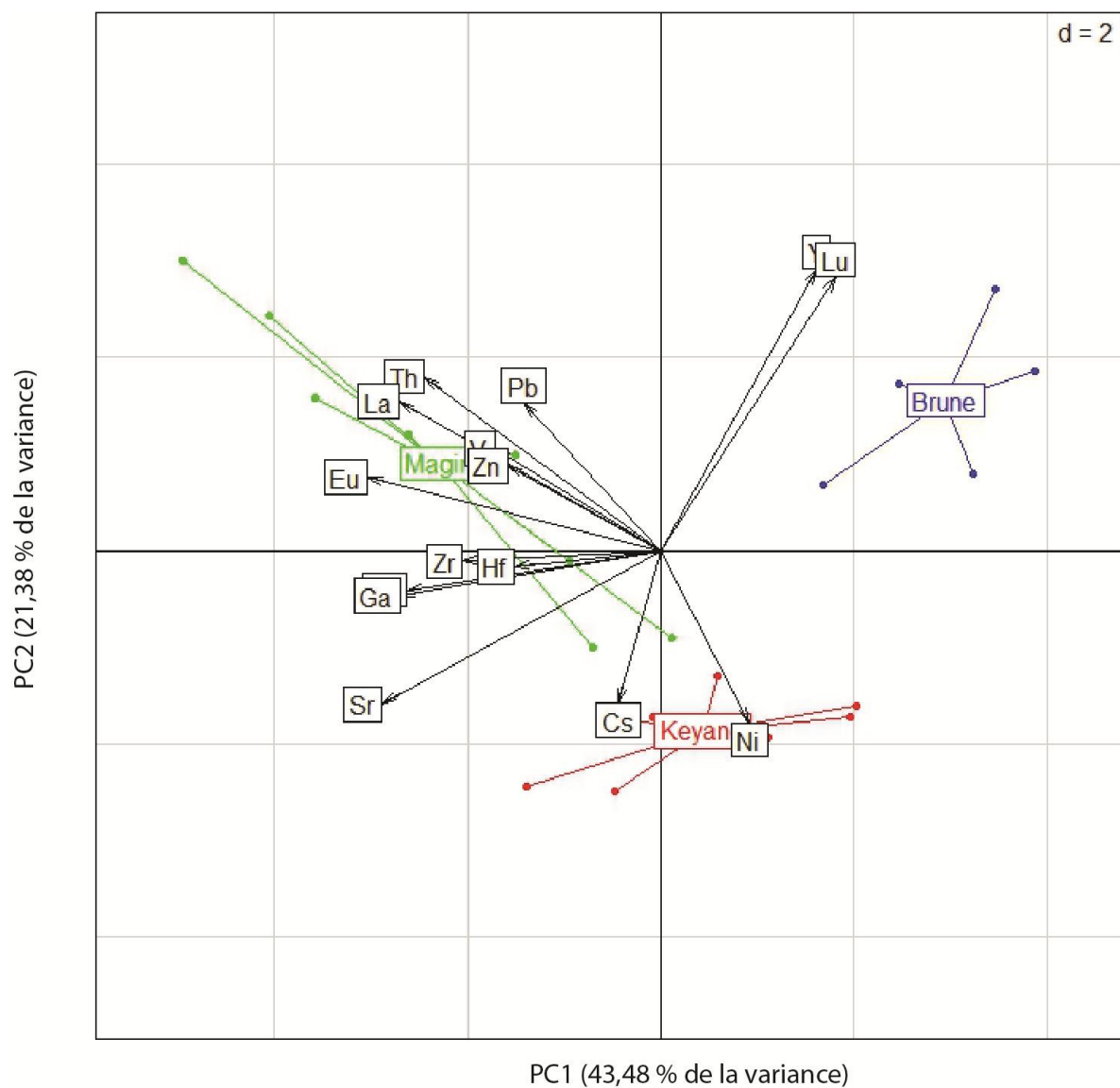


Figure 15 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments en traces contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin.

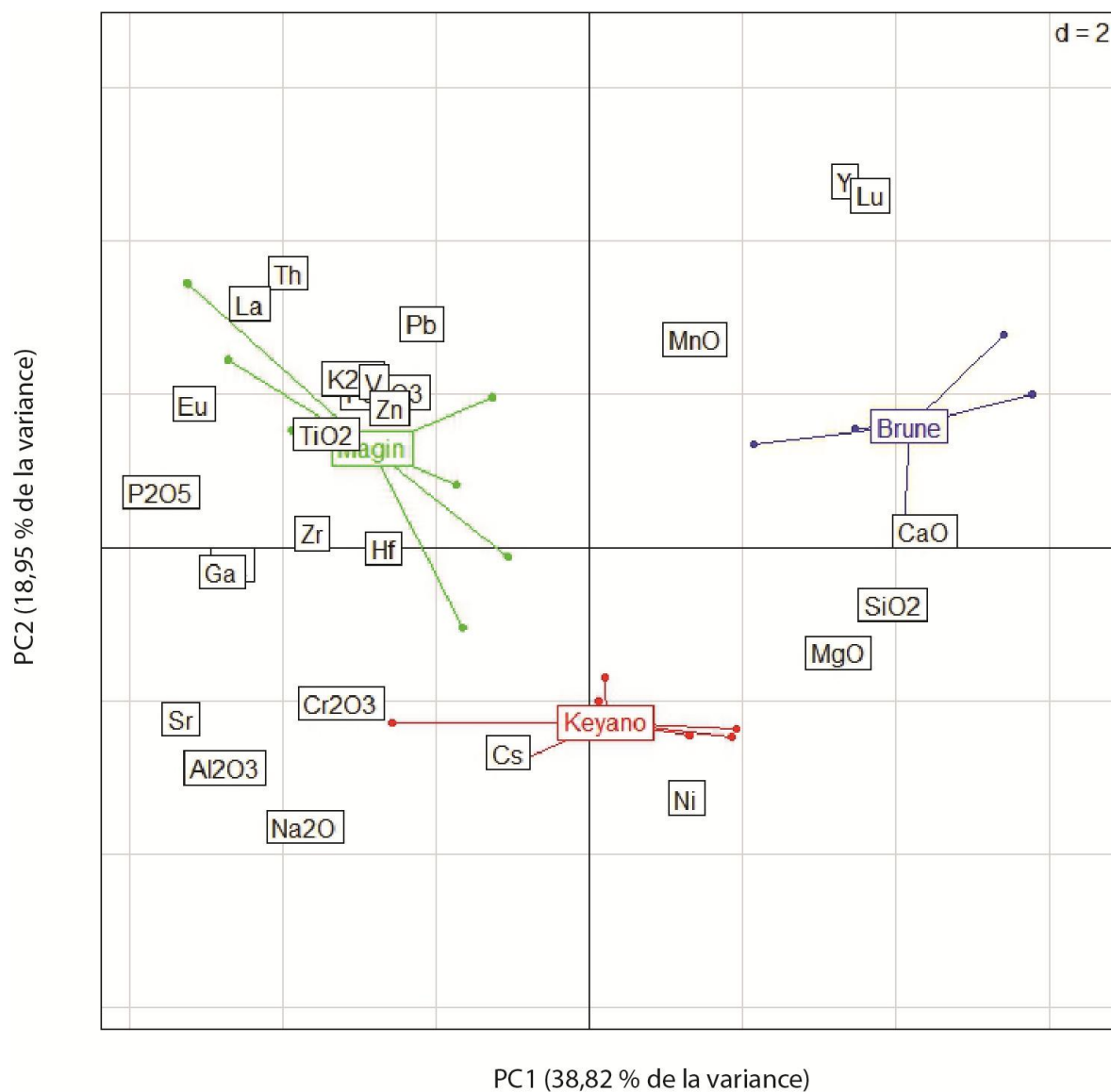


Figure 16 : Diagramme montrant la PC1 en fonction de la PC2 pour les éléments majeurs et en traces contenus dans les grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin.

3.3.3.2. Discussion

L'analyse en composantes principales permet d'identifier statistiquement les éléments les plus représentatifs et discriminants d'une formation par rapport à une autre unité. Quatre groupes d'éléments majeurs ont donc été identifiés. Cependant, il est difficile d'entrevoir un lien d'affinité chimique entre les éléments d'un même groupe. Cela vient du fait que les éléments majeurs sont présents dans la composition de nombreux minéraux et que ces éléments peuvent être affectés au cours des différents processus sédimentaires et métamorphiques. De plus l'ACP crée des composantes discriminantes objectivement sans tenir compte des affinités chimiques. L'utilisation du Na_2O et du K_2O dans les études de provenance reste douteuse à cause de la diagenèse (Armstrong-Altrin et Verma, 2005; Zhang *et al.*, 2013). On ne pourra pas vérifier d'hypothèse pour l'origine de ces éléments. Cependant ces éléments sont associés aux feldspaths, très présents dans les trois formations. Le groupe P_2O_5 , TiO_2 , Fe_2O_3^t et K_2O sont les éléments discriminant pour la Formation de Magin. Nous avons vu dans la section 3.3.1 et 3.3.2 que l'apatite, porteur du P_2O_5 , est plus présente dans la Formation de Magin, la discriminant des deux autres formations. Nous confirmons ici encore l'importance de l'apatite. TiO_2 et Fe_2O_3^t peuvent être associés à des oxydes de fer-titane telle que la magnétite (Grigsby, 1990), très présente dans la Formation de Magin. La Formation de Brune se distingue des deux autres formations par deux groupes d'éléments, MnO et $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$. Tous ces éléments peuvent se trouver dans les grenats (Tracy *et al.*, 1976) et les amphiboles (Hawthorne *et al.*, 2007). Ces minéraux proviennent de la recristallisation de l'ensemble des sources présentes dans les grès. Cette formation présente donc des sources de compositions différentes pour ces éléments. La Formation de

Keyano possède des relations communes avec la Formation de Magin puisque le groupe d'élément Cr_2O_3 , Al_2O_3 et Na_2O est à mi-distance de ces deux formations. Encore une fois, le Cr_2O_3 peut être associés à la magnétite (Grigsby, 1990) ou à la chromite. Cependant aucune n'a été observée dans les lames minces des grès. On peut supposer que les minéraux les plus présents dans les trois formations, les feldspaths (20 à 36 %) et les biotites (10 à 15 %), contrôlent l'ACP. Mais l'utilisation des éléments majeurs restent un outil limité dans la discrimination d'unités.

L'ACP des éléments en traces des grès s'explique probablement par la variation de l'abondance relative en minéraux lourds, lesquels sont souvent les porteurs de ces éléments (Lopez *et al.*, 2005; Poulsen *et al.*, 2007; Pe-Piper *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2013). Une fois encore, la Formation de Brune est bien distincte des deux autres formations d'après la PC1. Différents regroupements d'éléments sont dus à leur minéral respectif, observés lors de l'analyse pétrographique. Le Zr et Hf viennent du zircon (Hanchar et Hoskin, 2004); Y et Lu sont contenus dans les grenats ou le zircon (Bea, 1996). Étant donné qu'il n'existe pas de corrélation entre Zr, Hf et les terres rares lourdes (figure 15), mais que Yb et Lu semblent plus se corrélent avec MnO (figure 16), l'hypothèse que le grenat est le porteur de terres rares lourdes prends plus de sens. Le zircon n'a pas été testé pour vérifier ses teneurs en éléments traces. La, Th et peut être Eu sont dans l'allanite et l'apatite (Bea, 1996; Chakhmouradian, 2002). V, Zn, Ga et Ba sont un groupe qui devrait se retrouver dans un même minéral qui pourrait être la magnétite (Grigsby, 1990). Cependant ce sont les feldspaths, très présents dans les formations, qui possèdent le Ba en forte concentration et du Zn en plus petite quantité (Smith et Brown, 1988). Le Ni est présent dans les

pyroxènes (Varga *et al.*, 2007). D'autres éléments plus mobiles restent incertains tel que le Cs et le Sr. Le Sr peut être dans l'apatite, l'allanite, l'épidote, les amphiboles et même les plagioclases, tel que l'Eu (Bea, 1996; Bédard, 2006). L'ACP des éléments en traces couplée à la pétrographie mettent en évidence les minéraux qui contrôlent la chimie d'une formation, ou plutôt quel minéral permet de discriminer une formation toujours par rapport à une autre. La Formation de Brune semble contrôlée essentiellement par la chimie du grenat lors de cette ACP. Ceci restera à démontrer dans une étude ultérieure, car cela ne sera pas abordé au cours de l'étude. La Formation de Magin semble être contrôlée par des minéraux accessoires contenant des terres rares légères, c'est-à-dire par l'apatite et l'allanite. Elle est aussi contrôlée par la magnétite et le zircon. La discrimination de la Formation de Keyano semble être due au Ni, possiblement du à l'altération d'une source riche en pyroxène. Malheureusement dans l'état actuel de la roche, la seule évidence de pyroxène est le claste de pyroxénite retrouvé dans le conglomérat de cette formation. Donc, l'étude statistique sur la lithogéochimie complète l'étude des minéraux détritiques (von Eynatten *et al.*, 2003). Pour comprendre les variabilités d'éléments en traces, les diagrammes binaires sont nécessaires afin de révéler les processus communs ou les inclusions.

L'analyse multivariée par ACP ne révèle pas une forte signature géochimique qui peut directement tracer la source. Par contre, elle permet de voir à quel point une formation est significativement différente d'une autre. L'ACP n'est pas une fin en soi. C'est une méthode qui sert à mieux connaître les données sur lesquelles on travaille, à détecter des valeurs suspectes et à aider à formuler des hypothèses. L'ACP permet de bonifier et de

raffiner les associations d'éléments et de mieux préciser leurs porteurs potentiels. Elle permet aussi d'identifier de nouveaux éléments discriminants non perçus par l'œil, tel que le Ni. Cependant, des tests significatifs peuvent être réalisés à partir de l'ACP.

3.3.4. Test significatif

Dans cette étude, seuls cinq à huit échantillons sont analysés par formation, limitant l'étude statistique.

3.3.4.1. Monte-Carlo

La méthode de Monte-Carlo est une large suite d'algorithmes de calcul qui repose sur un échantillonnage aléatoire répétée, en exécutant des simulations à plusieurs reprises afin de calculer ces mêmes probabilités heuristiques dans une situation réelle. Cette méthode est utilisée principalement pour l'optimisation et l'intégration d'échantillons à partir d'une distribution de probabilité. Ceci permettra de voir si un échantillon n'a pas un poids déterminant sur le contrôle d'un groupe d'élément. Les échantillons sont retirés aux hasards de l'ACP, puis replacés les uns après les autres en ne tenant pas compte des groupes (formations).

La valeur p (*p-value*) obtenue à partir du test de Monte-Carlo donne une valeur de 0,001. Une telle valeur indique que l'on a une chance sur 1000 de se tromper. Ce test statistique montre que les différences entre les trois formations existent de façon significative. En sachant cela, nous voudrions savoir à quel point ces trois formations sont différentes, c'est-à-dire, quel est le degré de variance entre ces formations ?

3.3.4.2. ANOVA et Tukey HSD

On a réalisé une ANOVA (*Analysis Of Variance*) qui cherche à conclure à une différence entre les groupes. On souhaite répondre à la question suivante: "quelles sont les paires de groupes pour lesquelles les différences sont significatives ?". Un test de Tukey peut aussi être combiné à l'ANOVA. Le test de Tukey ou test de la différence franchement significative (HSD : *honestly significant difference*) est essentiellement un test t de l'étudiant (*student t-test*), sauf qu'il corrige le taux d'erreur (lorsqu'il y a plusieurs comparaisons faites, la probabilité de faire une erreur de type I augmente). Il est donc plus approprié pour les comparaisons multiples que de faire un certain nombre de test t. La formule du test de Tukey est :

$$q_s = \frac{Y_A - Y_B}{SE},$$

Où Y_A est la plus grande des deux moyennes comparées, Y_B est la plus petite des deux moyennes comparées et SE est l'erreur standard de la donnée (McKillup et Darby Dyar, 2010). Pour qu'un test soit significatif, la probabilité de la différence observée entre le résultat attendu et le résultat réel doit être inférieure à 5 % (Fisher, 1954).

Tableau 5 : Résultat du test de Tukey montrant les paires de formation en fonction de la valeur p (p-value) pour les éléments Sr, Lu, Na₂O, Al₂O₃ et pour la composante PC1 et PC2. Les résultats en gras correspondent aux valeurs non significatives (p>0,05).

	Sr	Lu	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	PC1	PC2
Keyano-Brune	0,0001763	0,0000108	0,0006103	0,0002472	0,0008109	0,0000077
Magin-Brune	0,0000448	0,000937	0,0060708	0,0003221	0,0000008	0,8625264
Magin-Keyano	0,7398742	0,0634374	0,4693899	0,9892049	0,0026714	0,0000039

Sr, Lu, Na₂O et Al₂O₃ sont les éléments avec le plus fort poids obtenus à partir de l'ACP et sont donc les plus discriminants. Ils sont choisis pour réaliser ce test de Tukey (tableau 5). Les deux premières composantes de l'ACP sont également choisies pour ce test afin de vérifier si ces composantes sont significatives pour une paire de formations. Pour les éléments Sr, Lu, Na₂O et Al₂O₃, la Formation de Brune s'avère différente significativement des deux autres. Pour confirmer de façon élémentaire la mise en évidence des tests statistiques avancés, nous pouvons prendre l'exemple de la teneur du Sr d'après les boîtes à moustaches (section 3.3.1). La teneur moyenne de Sr est de 500 à 600 ppm pour les formations de Magin et de Keyano, et de 150 ppm pour la Formation de Brune. Ceci appuie le test statistique et la distinction de la Formation de Brune. Cependant, la différence entre les formations de Magin et de Keyano pour les éléments Sr, Lu, Na₂O et Al₂O₃ n'est pas significative car la valeur de p (p -value) est supérieur à 0,05. Le test de Tukey est aussi réalisé sur les composantes de l'ACP des éléments majeurs combinés aux éléments en traces dans le but d'avoir la totalité des variables afin de ne pas biaiser le résultat (figure 16). La composante PC1 (38,82 % de la variance) qui sépare d'elle-même la Formation de Brune des deux autres demeure significative. La différence des formations de Keyano et de Magin semble légèrement moins significative. La composante PC2 (18,95 % de la variance) permet de séparer les formations de Keyano et de Magin. Cette différence est significative.

L'ensemble de ces résultats statistiques confirme les conclusions déjà notées aux sections 3.3.1 et 3.3.2 et celles développées en 3.3.3, notamment que la Formation de Brune est très différente des deux autres. Il existe aussi des différences entre les formations de

Magin et de Keyano, mais elles sont moindres car les relations ne permettent pas de les différencier à 95 %. Ceci pourrait suggérer qu'une source est en partie commune pour les deux formations ou que ces deux formations pourraient faire partie originellement d'un même bassin plus vaste.

Cependant, les éléments jugés utiles à l'ACP et au test de Tukey ne sont pas totalement les mêmes que ceux sélectionnés de façon arbitraire en 3.3.1 (boîtes à moustaches) et 3.3.2 (diagrammes binaires). La présente section 3.3.3 confirme donc que l'ACP et le test de Tukey permettent d'identifier, sur une base plus objective les éléments avec le plus fort poids pour caractériser les formations à l'étude. Ces outils s'avèrent mieux pour formuler une proposition de corrélation entre les formations de Magin et de Keyano puisqu'elles n'ont pas de différences statistiquement significatives ou que, tout au moins, ces deux formations pourraient avoir eu une source commune.

3.3.5. Diagramme de ratio

L'altération, la météorisation chimique et la diagenèse ne déplacent pas les points sur le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Zr}$ vs TiO_2/Zr (figure 17) puisque Al_2O_3 et TiO_2 sont « normalisés » sur un élément immobile (Fralick, 2003). L' Al_2O_3 va représenter les roches felsiques et le TiO_2 les roches mafiques. Les valeurs des grès des trois formations (losanges) tendent à être groupées ensemble. Ce diagramme apporte donc peu d'informations différentes à ceux présentés antérieurement.

Les diagrammes de ratio ont été développés notamment pour documenter simplement des mélanges de sources. Ceci peut être réalisé aussi sur la base des conclusions de l'étude pétrographique des grès et des conglomérats (voir le chapitre II). La source la plus abondante et probable des grès et conglomérats des trois formations est tonalitique. Des sources mineures sont intermédiaires, mafiques et ultramafiques. Pour tester cela, les résultats des analyses chimiques de divers types de tonalites reconnus dans les conglomérats de chaque formation sont ajoutés au diagramme de ratio de la figure 17. La moyenne pondérée des trois types de tonalites de chaque formation a permis la création d'un champ de précurseur tonalitique sur ce diagramme. Il en est de même pour ceux de divers clastes mafiques et ultramafiques.

Deux cailloux de composition différente ont été utilisés pour caractériser la Formation de Brune, à savoir les clastes de tonalites et de pyroxénites. Nous apercevons sur ce diagramme (figure 17) que les grès issus de cette formation se concentrent près du pôle des tonalites, indiquant que ce type de roche felsique serait bien la source principale et que les roches ultramafiques ne sont qu'une faible composante.

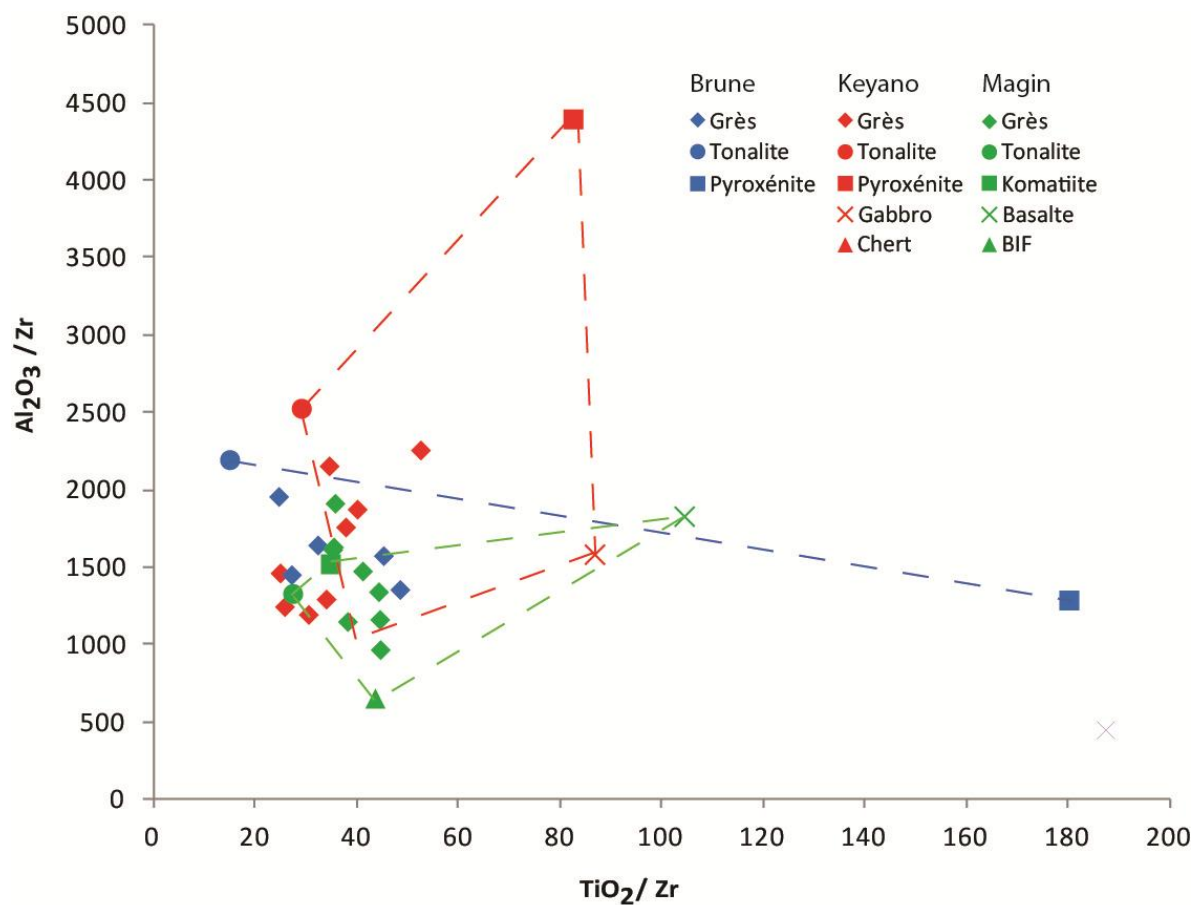


Figure 17 : Diagramme TiO_2/Zr vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Zr}$ à partir des analyses des grès et des clastes des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Il permet de réduire l'effet de l'altération, la météorisation chimique et la diagenèse, afin d'observer des mélanges de sources.

Les échantillons de grès ne sont pas distribués de façon linéaire ni qu'ils se situent centrés sur la ligne entre deux pôles. Ceci peut signifier : 1) que les échantillons choisis pour constituer les deux pôles d'un mélange potentiel n'ont pas une composition identiques aux sources originales; 2) que d'autres sources (autres pôles) non identifiées sont possibles, tels que les paragneiss; 3) ou que des processus post-dépôt ont modifié la composition originale des grès, les éloignant ainsi de la ligne entre les deux pôles (Sawyer, 1986).

Pour les grès de la Formation de Keyano, quatre types de cailloux ont été sélectionnés : tonalite, chert ferrugineux, gabbro et pyroxénite. L'analyse du diagramme montre que les valeurs des grès sont principalement centrés sur la ligne reliant les pôles tonalites et chert ferrugineux. Certains sont faiblement déplacés vers les pôles mafiques suggérant une très faible composante des roches mafiques.

Pour les grès de la Formation de Magin quatre types de cailloux ont été sélectionnés : tonalite, formation de fer, basalte et komatiite. La distribution des analyses des grès est sensiblement la même à celles de la Formation de Keyano. Elles sont proches du pôle des tonalites, d'un ultramafique et du fragment de formation de fer. Cependant, la présence du pôle de komatiite suggère que les grès possèdent une composante plus mafique.

Globalement, pour l'ensemble des trois formations, les sources principales sont les tonalites, étant donné le fort pourcentage de clastes de tonalite dans les conglomérats et l'abondance de quartz et feldspath dans les grès. Mais la position du pôle d'ultramafique (komatiite) parmi les grès, indique une composante plus mafique influençant la chimie de la Formation de Magin, mais peut être aussi celles de toutes les formations. Les formations de

Keyano et de Magin diffèrent de celle de Brune car elles semblent posséder aussi une seconde source riche en chert ferrugineux et en formation de fer. De nouveau, nous pouvons y voir un lien avec l'abondance de magnétite observée dans les lamines des grès et l'importance de Fe_2O_3 ^t des analyses chimiques des grès. Enfin, il est possible que les grès aient aussi une troisième source de bien moindre importance de composition mafique. Les clastes de paragneiss n'ont pas été échantillonnés mais pourraient faire l'objet d'un pôle source sur ce diagramme de ratio. Cet outil est donc d'utilité limitée mais il est intéressant pour identifier les sources et les similitudes des sources.

3.3.6. Les terres rares

Les spectres des terres rares sont normalisés aux chondrites CI afin de visualiser l'affinité magmatique (McDonough et Sun, 1995). Les spectres des terres rares des grès de la Formation de Brune (bleu) présentent une anomalie négative en Eu ainsi qu'un enrichissement en terres rares légères (figure 18). Ceux des grès de la Formation de Magin (vert) montrent un fort enrichissement en terres rares légères, un appauvrissement en terres rares lourdes plus prononcé que pour la Formation de Brune et une faible anomalie négative en Eu. Enfin ceux des grès de la Formation de Keyano (rouge) montrent un appauvrissement en terres rares légères avec une anomalie positive en Eu. Les spectres des terres rares montrent que chaque formation possède une signature légèrement différente, mais caractéristique. Les spectres des terres rares des grès sont issus de mélange de source, les rendant ainsi spécifiques à la formation. L'anomalie en Eu pourrait être héritée de la source et être conservée dans les sédiments.

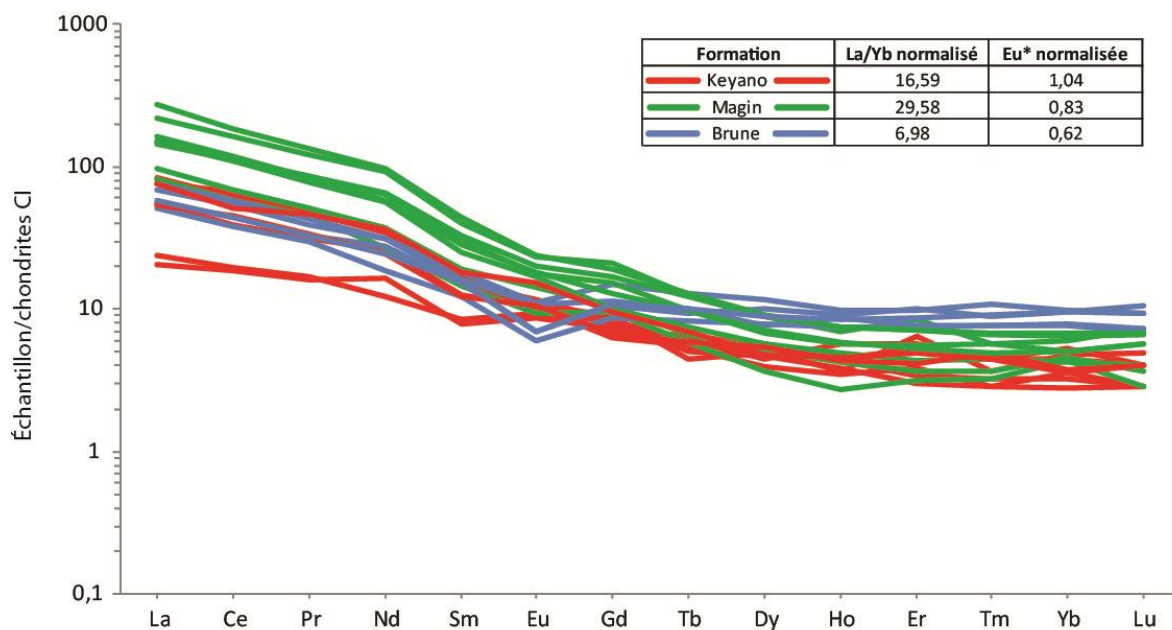


Figure 18 : Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des grès (annexe 8.5) des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert).

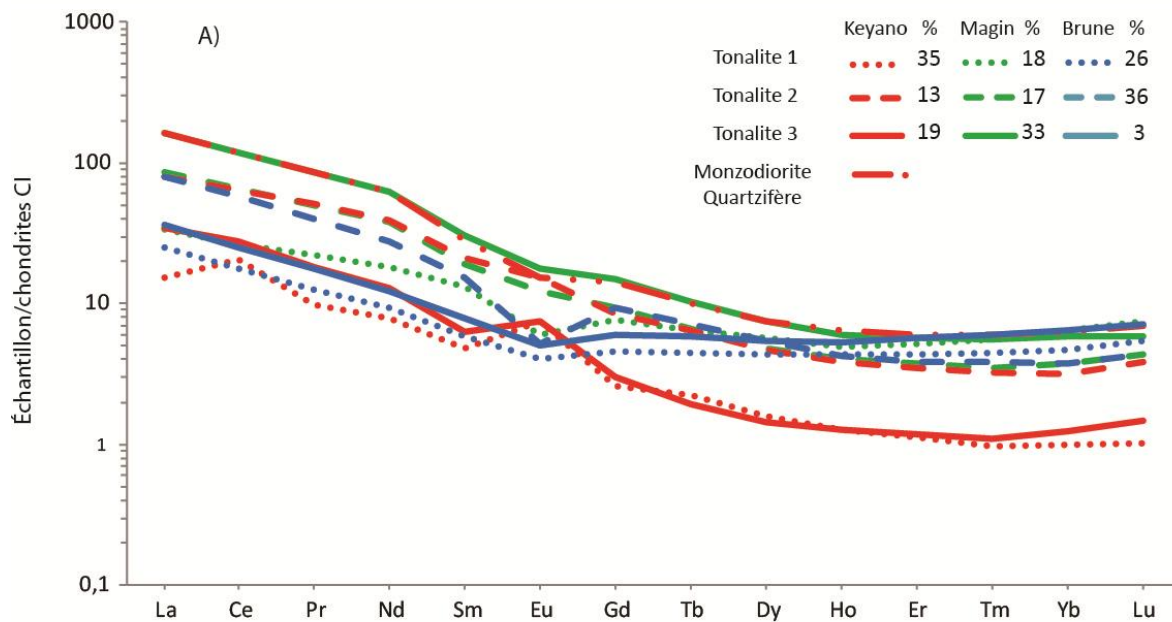


Figure 19 : Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des clastes (annexe 8.6) de roches felsiques issus des conglomérats des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert). Le pourcentage représente la composition moyenne du claste dans le conglomérat.

Deux spectres de la Formation de Magin possèdent un appauvrissement en terres rares légères et se confondent avec les spectres de la Formation de Keyano. Ceci pourrait refléter encore une fois, que ces deux formations semblent avoir un caractère transitionnel entre elles, mais distinct de celle de Brune.

Les formations possèdent des variations dans leurs spectres des grès. Sur tout le long d'une section, il y a une variation du pourcentage de clastes tonalitiques contenus dans les conglomérats (figure 10). Ceci reflète une variation de la composition de la source dans le temps. En émettant l'hypothèse que le produit de l'érosion des conglomérats se retrouve dans les grès, la variation de la composition des conglomérats se perçoit également dans les grès.

Les spectres des terres rares des clastes felsiques de conglomérats sont présentés sur la figure 19. Nous observons des similitudes et des différences chimiques entre les clastes felsiques des trois formations. Tout d'abord, il y a lieu de se questionner s'il existe un lien autre que pétrographique, entre les trois types de tonalites distingués de chaque formation. Les tonalites des différentes formations peuvent se ressembler texturalement mais posséder une chimie différente d'après la figure 19. De nouveau, les spectres des tonalites de la Formation de Brune ne présentent le moins de similitude avec les spectres des deux autres formations, ce qui confirme de nouveau le caractère distinct de cette formation. Les tonalites avec une texture différente peuvent également posséder une chimie similaire. Les tonalites de type 1 et 3 de la Formation de Brune possèdent un spectre de terres rares très similaire. L'étalement des valeurs est expliqué par un lessivage d'éléments de la tonalite 3, correspondant à une altération plus prononcée de ces clastes observée en lame mince. Pour

les clastes des formations de Keyano et de Magin, les spectres des tonalites de type 2 sont similaires, ainsi que la tonalite de type 3 de la Formation de Magin avec la granodiorite quartzifère de la Formation de Keyano. Nous pouvons alors faire l'hypothèse que ces tonalites des formations de Magin et de Keyano possèdent une source magmatique commune ou proviennent d'une unité tonalitique. Ces sources communes confirment de nouveau la difficulté de séparer ces deux formations. Les tonalites de la Formation de Keyano montrent une anomalie fortement négative en Eu alors que les tonalites de la Formation de Brune possèdent une anomalie fortement positive en Eu. Les clastes de tonalites issus de la Formation de Magin montrent une anomalie négative et moyenne en Eu.

Les spectres des terres rares des clastes mafiques, de formation de fer et de chert ferrugineux, issus des conglomérats sont présentés sur la figure 20. Nous remarquons qu'il n'y a aucune similitude entre les clastes mafiques des trois formations. Ces spectres de clastes mafiques sont plats mais sont plus riches en terres rares lourdes que les spectres des clastes felsiques. Le claste de formation de fer issu de la Formation de Magin et le chert ferrugineux de la Formation de Keyano possèdent également un appauvrissement en terres rares légères et un enrichissement en terres rares lourdes. Ces deux clastes ne ressemblent pas aux spectres des terres rares de leur formation respective (figure 18). La formation de fer et le chert ne semblent donc pas être des sources principales pouvant influencer les spectres des terres rares.

Le claste d'amphibolite de pyroxénite de la Formation de Brune possède une forte anomalie négative en Eu, tel que les tonalites de cette formation. Le claste d'amphibolite de pyroxénite de la Formation de Keyano possède une anomalie fortement positive, comme les tonalites de cette formation. Les autres spectres de terres rares de clastes mafiques, de formation de fer et de chert ne possèdent pas d'anomalie d'Eu significative. Nous pouvons donc poser l'hypothèse que les tonalites et la pyroxénites peuvent avoir contribués comme source de cette anomalie en Eu.

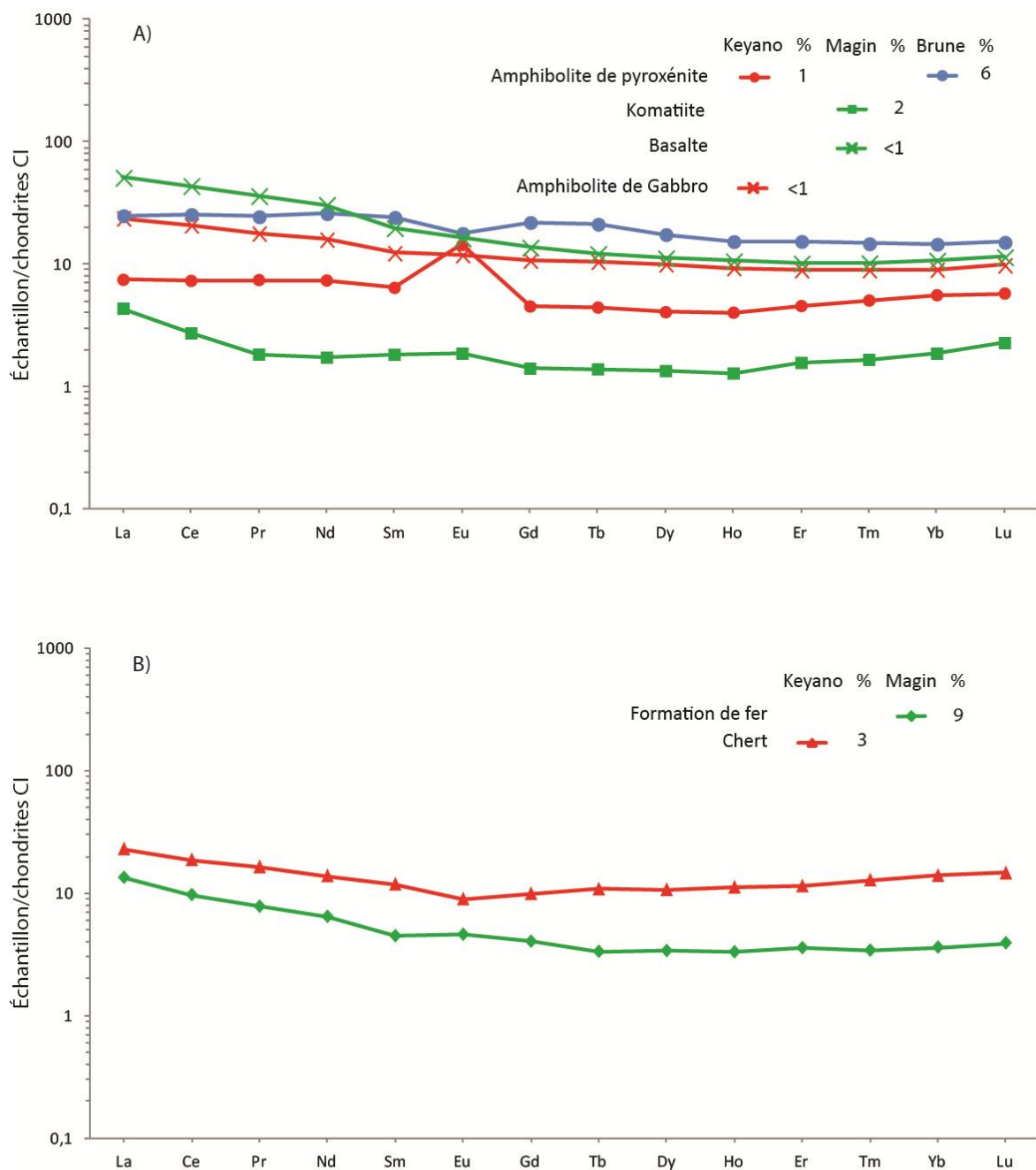


Figure 20 : Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995): A) les clastes de roches mafiques; B) les clastes de chert et de formation de fer; issus des conglomérats des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert). Le pourcentage représente la composition moyenne du claste dans le conglomérat.

D'après la pétrographie, les conglomérats sont dominés par des sources tonalitiques. Nous pouvons alors nous attendre à retrouver une similitude entre les spectres des tonalites et ceux des grès, si la source principale est une tonalite, typique de l'Archéen (Lajoie et Ludden, 1984; Martin, 1999). Pour identifier cette similitude, les spectres des terres rares des grès de chaque formation sont représentés avec leurs clastes de roches felsiques respectives issus des conglomérats (figure 21).

Pour la Formation de Brune, la tonalite 2 est la plus abondante dans le conglomérat. Le spectre des terres rares des grès suit le spectre des terres rares de cette tonalite pour l'ensemble de terres rares légères. Cependant, les grès possèdent un enrichissement en terres rares lourdes non expliqué par les tonalites. Pour la Formation de Magin, le spectre des terres rares des grès suit le spectre des terres rares de la tonalite 3, qui est la plus abondante dans les conglomérats de cette formation. La tonalite 2 possède également un spectre similaire au grès, expliqué par la source commune avec la tonalite 3. Ainsi, la tonalite dominante d'une formation semble posséder la même signature que celle des grès de la formation respective. Pour la Formation de Keyano, aucun spectre des tonalites issus des conglomérats ne correspond parfaitement avec le spectre des terres rares des grès. Seul le spectre de la tonalite 2 se rapproche le plus de ceux des grès. Mais il possède un enrichissement en terres rares légers et un appauvrissement en terres rares lourdes par rapport aux grès. Pour cette formation, nous avons plutôt à faire à un mélange de plusieurs tonalites pour obtenir un tel spectre de grès.

Nous pouvons comparer les spectres des terres rares provenant de clastes mafiques (figure 19) avec ceux des grès (figure 18). Le claste mafique de la Formation de Brune (amphibolite de pyroxénite) est un peu plus riche en terres rares lourdes que les tonalites. Nous pouvons alors voir une contribution de cette source mafique aux grès de cette formation, en plus des sources tonalitiques. Pour la Formation de Keyano, les clastes mafiques (gabbro, pyroxénite) possèdent également un peu plus de terres rares lourdes que les tonalites. Encore une fois, l'hypothèse d'une contribution de source mafique aux grès semble réelle. Pour la Formation de Magin, le claste de basalte retrouvé au sein du conglomérat possède des valeurs élevées en terres rares lourdes. Les variations en terres rares lourdes des grès de la Formation de Magin peuvent être expliquées par la contribution de ce gabbro ou d'une source similaire. Cependant, il est impossible de déterminer le taux de contribution d'une source felsique par rapport à une source mafique en ne regardant que ces spectres de terres rares.

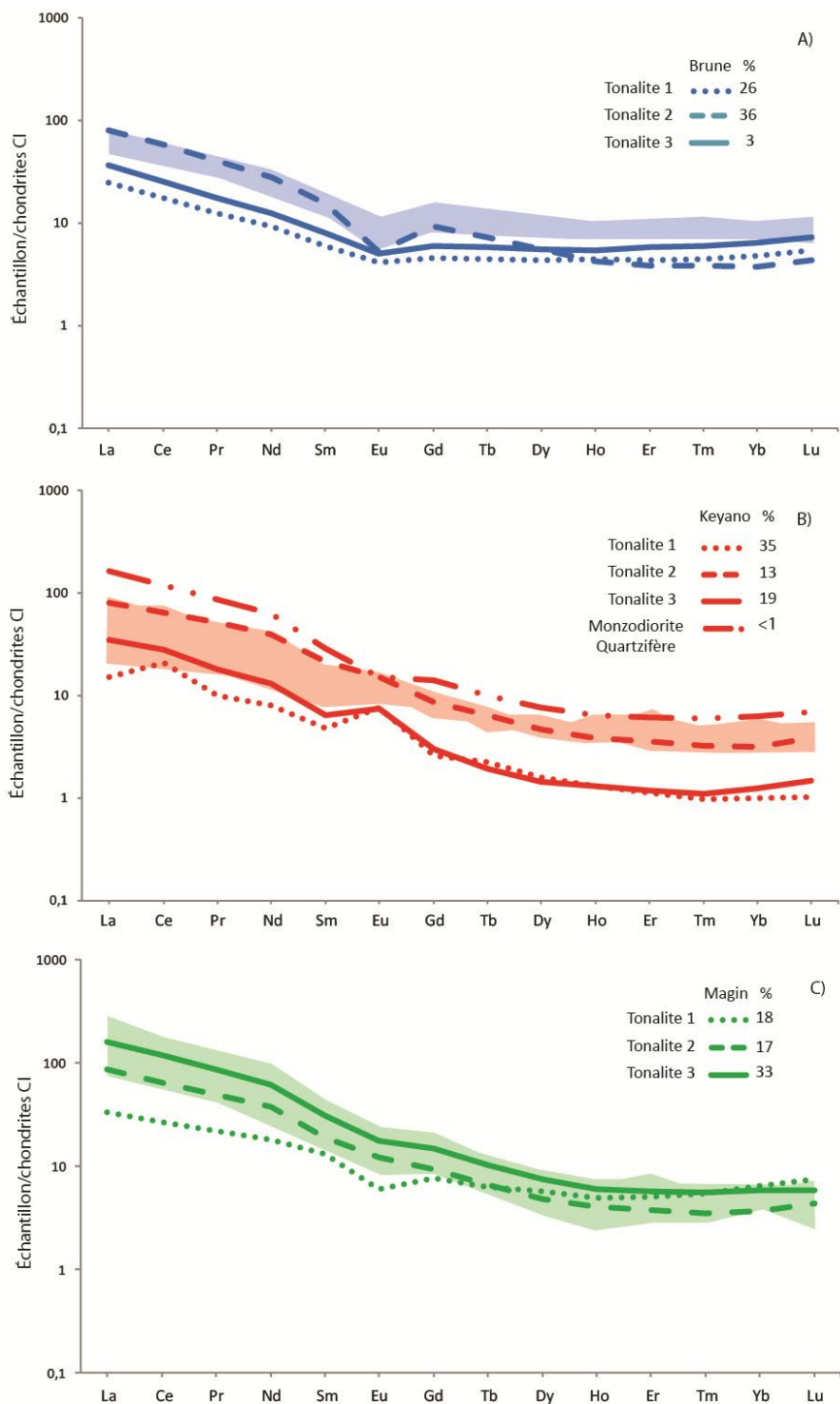


Figure 21 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995), pour les spectres des grès (zone ombragée) comparés aux clastes des roches felsiques respectifs des formations, issus des conglomérats des formations de : A) Brune (bleu); B) de Keyano (rouge); C) et de Magin (vert). Le pourcentage représente la composition moyenne du claste dans le conglomérat.

Le tableau 6 illustre les rapports La/Yb et les anomalies en Eu des grès et des clastes des trois formations à l'étude, afin de voir s'ils peuvent servir d'outil de corrélation. De grandes variations pour le ratio La/Yb sont observées, de la base au sommet des formations, dans les grès. Ces valeurs sont en moyenne supérieures à 20 pour les formations de Keyano et de Magin, mais ne dépassent pas 9 pour la Formation de Brune, la séparant encore une fois des autres formations.

Tableau 6 : Rapports de La/Yb et anomalies d'euporium, normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995) des grès et des clastes, issus des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Les échantillons ont été prélevés aux sites de comptages de points dans les conglomérats (figures 4, 5 et 6).

Grès	La/Yb normalisé	Eu* normalisée	Claste	Lithologie	La/Yb normalisé	Eu* normalisée
Keyano			Keyano			
7506 B	14,49	1,11	2012-QD-7505C	Tonalite 1	15,28	2,04
7505 B1	21,21	1,10	2012-QD-7505D	Tonalite 2	24,91	1,03
7505 B2	23,65	0,92	2012-QD-7505E	Tonalite 3	28,02	1,58
7505 B3	11,32	1,10	2012-QD-7505F	Monzodiorite quartzifère	25,69	0,71
7505 B41	5,38	1,11	2012-QD-7505G	Chert ferrugineux	1,65	0,82
7505 B42	3,92	1,14	2012-QD-7505H	Amphibolite de gabbro	2,62	1,03
7505 B5	29,29	1,00	2012-QD-7505J	Amphibolite de pyroxénite	1,34	2,63
7505 B6	23,48	0,87				
Brune			Brune			
1054 B1	7,74	0,66	2012-DB-1054C	Tonalite 1	5,26	0,79
1054 B2	6,53	0,58	2012-DB-1054D	Tonalite 2	21,40	0,42
1054 B3	8,88	0,79	2012-DB-1054E	Tonalite 3	5,68	0,72
1054 B4	5,78	0,54	2012-DB-1054F	Amphibolite de pyroxénite	1,71	0,77
1054 B5	6,00	0,52				
Magin			Magin			
7503 A	29,99	0,88	2012-QD-7504C	Tonalite 1	5,19	0,58
7504 A1	34,67	0,96	2012-QD-7504D	Tonalite 2	23,10	0,85
7504 A2	36,94	0,77	2012-QD-7504E	Tonalite 3	27,24	0,78
7504 A3	21,50	0,96	2012-QD-7504F	Amphibolite de komatiite	2,33	1,15
7504 A4	18,63	0,77	2012-QD-7504G	Formation de fer	3,71	1,08
7504 A5	32,12	0,77	2012-QD-7504H	Amphibolite de Basalte	4,75	0,98
7504 A6	40,45	0,76				
7504 A7	22,32	0,80				

Aucune répétition ou de modèle des valeurs de La/Yb n'est identifié au sein des grès d'une même formation. Les clastes felsiques (tonalites et granites) possèdent les plus fortes valeurs de rapport La/Yb, tandis que les clastes mafiques ont les plus basses. Les variations faibles à très fortes de ce ratio dans les grès peuvent être expliquée par la contribution plus ou moins forte des clastes felsiques ou mafiques, ainsi qu'au nombre limité d'échantillons de clastes.. En comparant avec la composition des conglomérats (figure 10) avec le tableau 6, il n'a pas été possible d'identifier un changement de composition des tonalites ou des roches mafiques permettant la présence d'une haute ou d'une faible valeur de La/Yb.

Les anomalies en Eu montrent également des variations positives ou négatives (figure 18, tableau 6). Au sein d'une variation, il y a des variations en anomalie d'Eu qui pourraient être rattachées à celles des clastes respectifs (figure 21). Les anomalies en Eu peuvent être dues à la présence de plagioclase, d'allanite et de grenat. Ces minéraux possèdent des fortes anomalies négatives en Eu (Bea, 1996). Une fois encore les minéraux lourds (faiblement présents) ou un minéral très présent (feldspath) influenceraient la chimie des grès. Le rapport La/Yb et l'anomalie en Eu ne permettent pas de corréler les formations, mais permettent d'écarter la Formation de Brune pour le rapport La/Yb. Cependant, les spectres des terres rares des grès sont un bon outil discriminant pour les trois formations à l'étude. Une analyse systématique des grès de la base au sommet de la formation est nécessaire pour cet outil, afin d'obtenir les variations en élément des terres rares correspondant aux différentes sources parfois ponctuelles.

3.3.7. Contexte géodynamique à partir de la géochimie des grès

Plusieurs diagrammes de provenance tectonique ont été produits à partir de données géochimiques. Dans la présente section, nous examinerons si certains d'entre eux permettent de caractériser une ou des formations à l'étude et donc de pouvoir servir d'outils de corrélation au même titre que ceux présentés dans les sections précédentes. Nous nous limiterons, toutefois, à l'examen d'un nombre limité de diagrammes, puisqu'ils sont basés sur les mêmes principes que ceux des sections. Parmi les travaux les plus connus, il y a ceux de Bhatia (1983) et de Bhatia et Crook (1986). Ces diagrammes sont réalisés à partir de roches récentes, il faut donc les utiliser avec précaution pour des contextes métamorphiques et archéens. Sur les diagrammes de Bhatia et Crook (1986) de la figure 22 A et 22 B, tous les échantillons de grès des trois formations tombent dans le champ d'arcs insulaires continentaux. Nous ne pouvons donc pas se servir de cet outil pour différencier les formations sédimentaires. Cela ne prouve pas non plus qu'elles se corrélaient pour autant.

3.3.8. Altération archéenne à partir de la géochimie des grès

La météorisation à la source est un élément fondamental dans la compréhension de la composition des sédiments et de l'établissement de la composition originale de la source de ces sédiments. Dans la présente section, nous examinerons si certains d'entre eux permettent de caractériser une ou des formations à l'étude et donc de pouvoir servir d'outils de corrélation. Nous nous limiterons, toutefois, à l'examen que d'un nombre limité de tels diagrammes, puisqu'ils sont basés sur les mêmes principes que ceux des sections précédentes. Parmi les travaux les plus connus, il y a ceux de Nesbitt et Young (1982,

1989) et Nesbitt *et al.* (1996) qui ont établi l'utilisation de l'indice CIA comme un standard dans le domaine. Le CIA a déjà été utilisé lors d'un rapport ministérielle, et révèle une altération moyenne (Duparc *et al.*, 2012) Plus récemment, les travaux de Meunier *et al.* (2013) et Ohta et Arai (2007) ont cherché à tenir compte du contexte particulier de l'Archéen. Nous vérifierons avec ces diagrammes s'il est possible de caractériser une ou des formations à l'étude et donc de pouvoir servir d'outils de corrélation au même titre que ceux présentés dans les sections précédentes.

Les deux diagrammes ternaires (figure 22C et 22D) montrent que les grès sont dominés par des sources felsiques et mafiques avec une faible altération. Le pôle R^2 du diagramme ternaire (figure 22C) représente le fer, le magnésium et le manganèse. Une composante ferreuse apportée par des formations de fer ou un grand nombre de magnétites, pourrait invalider ce diagramme. Le contrôle de celui-ci en serait alors hydrodynamique. Cependant, cette composante mafique est légèrement visible sur le diagramme de la Ohta et Arai (2007; figure 22D), et semble plus intermédiaire. Chacun des pôles de ce diagramme ternaire prend en compte le fer, ne permettant pas de déplacer drastiquement tous les échantillons d'un côté du diagramme, le rendant moins sensible que le diagramme de Meunier *et al.* (2013). De plus, la Formation de Brune ne possède aucune magnétite ou fragment de formation de fer dans son grès et conglomérat. Il semble aussi porter cette composante intermédiaire dans son grès. Cette composante est observée d'après la pétrographie avec l'abondance relative d'amphibole et de biotite. De plus, les clastes des conglomérats sont dominés par les intrusions felsiques et intermédiaires permettant une telle composante. Les clastes de roches mafiques et ultramafiques sont présents en minorité

dans le conglomérat. Ceci pourrait refléter une proportion moindre à la source. Toutefois, leur plus faible représentation dans les conglomérats pourrait plutôt refléter leur plus grande sensibilité aux altérations (Frenzinelli et Potter, 1983) et donc une plus grande facilité à être détruit durant le transport. La destruction des clastes de roches mafiques lors du transport pourrait se traduire par une augmentation de minéraux ferromagnésiens et de débris mafiques dans la matrice gréseuse des conglomérats et dans les grès. Ces minéraux ferromagnésiens et débris de roches mafiques auraient d'abord subi une altération lors de la diagenèse et ensuite subi le métamorphisme au faciès des amphibolites, permettant la recristallisation de leurs éléments en amphiboles. Cependant, des amphiboles et des biotites originaires des différents fragments auraient pu également être transportées et déposées dans ces grès. Plusieurs familles chimiques d'amphiboles pourraient ainsi être présentes telles que les pargasites d'origine magmatique et les hornblendes d'origine métamorphique (Hawthorne *et al.*, 2007). Mais si le métamorphisme est fort, ce qui est le cas dans cette étude, toutes les amphiboles seraient métamorphiques, mais peut être pas avec la même chimie.

Dans un contexte fluvial, les cailloux sont transportés en traction (Mueller *et al.*, 2002) sauf lors de coulée de débris en période de crue. Seuls les plus résistants sont conservés. Il n'y a pas de paléosol pouvant se développer dans un tel milieu à forte pente (Miall, 1992). Étant donné la taille décimétrique (figures 4, 5 et 6) des clastes arrondis des formations, la force du courant devait être très grande (Heward, 1978; Rust et Koster, 1984). La croûte d'altération sur les clastes part au fur et à mesure des impacts entre les cailloux. La seule altération visible possible serait sur cette barre caillouteuse. Mais elle

s'est faite enfouir très rapidement. En théorie, il faut s'attendre à une altération moyenne à forte pour les bassins archéens (Ludden *et al.*, 1982), notamment pour des roches aussi anciennes que celles dans la Sous-province de La Grande, pouvant affecter la composition des grès. Toutefois, les trois formations à l'étude possèdent une altération faible similaire, sauf pour un échantillon de la Formation de Magin. Les différences observées grâce aux boîtes à moustaches et à l'ACP (section 3.3.1 et 3.3.3), sont donc liés à la composition des sources et non à une différence d'altération. En reprenant l'exemple de l' Al_2O_3 , la Formation de Brune en montre une plus faible concentration que les formations de Magin et de Keyano, car la composition à la source en est appauvrie. L'enrichissement en Al_2O_3 n'est donc pas directement lié au processus de météorisation.

Cet outil reste limité pour une étude de corrélation puisque les formations montent une altération similaire ne permettant ni de les distinguer, ni de les corrélérer. Il rend tout de même compte de la faible intensité de météorisation due à l'enfouissement rapide des sédiments.

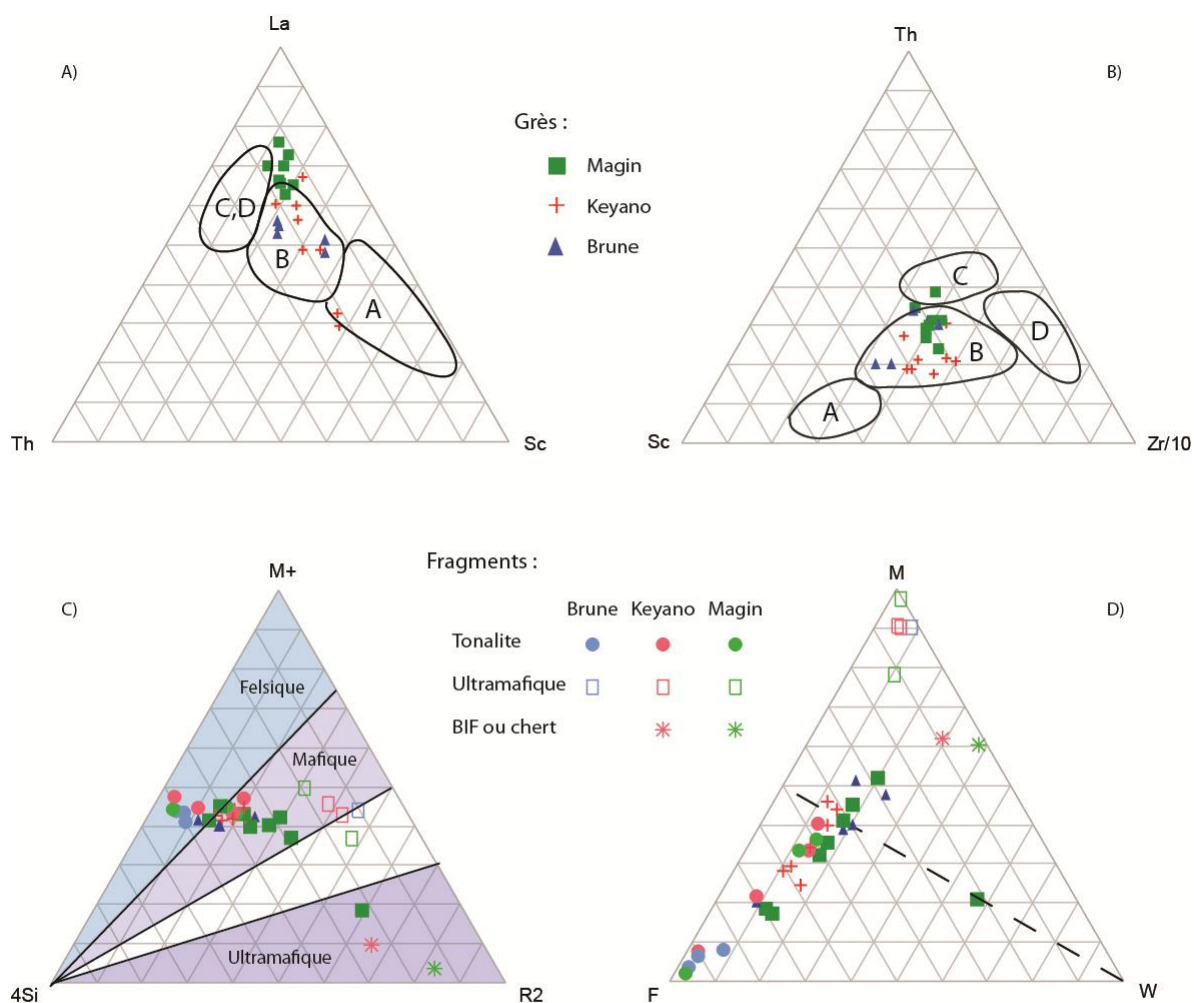


Figure 22 : Diagrammes ternaires A) La-Th-Sc et B) Th-Sc-Zr (Bhatia et Crook, 1986) illustrant les environnements tectoniques à partir de la géochimie des grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin (A – Arcs insulaires océaniques; B – Arcs insulaires continentaux; C – Marges continentales actives; D – Marges continentales passives). Les diagrammes C) ($M^+ = Na^+ + K^+ + 2Ca^{2+}$; $4Si = Si/4$; $R_2 = Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$) de Meunier *et al.* (2013) et D) MFW de Ohta et Arai (2007; M : Mafique; F : felsique; W : Pôle d'altération) représentent l'intensité de l'altération ainsi que le type de lithologie altérée pour les grès et les clastes des formations à l'étude. BIF = formation de fer.

3.4. Discussion de l'analyse géochimique

Les boîtes à moustaches, les diagrammes binaires, la chimie des terres rares et l'analyse en composantes principale couplées à des tests statistiques se rejoignent tous sur le fait que la Formation de Brune est différente des deux autres. Tous ces outils géochimiques permettent également d'affirmer que les formations de Keyano et de Magin possèdent des liens chimiques interprétés comme des sources communes ou similaires. Les spectres des terres rares, les diagrammes d'altération liés à la pétrographie permettent d'affirmer que les trois formations ont une source dominante tonalitique, ainsi que quelques sources mafiques. Un objectif principal était d'identifier des outils pour caractériser et corrélérer une ou plusieurs formations. Les boîtes à moustaches ne sont pas un outil fiable dans une étude de corrélation, mais elles mettent un point majeur sur les différences d'un élément entre les grès des formations, permettant un lien avec la pétrographie.

Les diagrammes binaires sont un outil important dans cette étude, puisqu'ils nous permettent d'entrevoir les premières différences chimiques pour les formations à l'étude, et ils nous informent surtout sur les processus qui s'appliquent aux sédiments. Mais l'étude de ces diagrammes n'est pas un bon indicateur pour la corrélation de formations. Une connaissance des processus de transport et de dépôt sont importants pour orienter l'interprétation. L'hypothèse de traiter tous les échantillons comme une même population, pour combler le manque d'échantillon, était bonne puisque les corrélations observées sont bonnes. Cependant, il faudrait tester cette hypothèse avec plus d'échantillons.

L'analyse en composantes principales, suivi de tests statistiques, sont des outils essentiels dans une étude de comparaison de formations. Ils permettent d'affirmer,

quantitativement et objectivement, à quel point un groupe d'échantillons représentatif d'une formation est significativement différent d'un autre. Cette analyse confirme également la pétrographie en identifiant des groupes d'éléments discriminant pour chaque formation, souvent associés aux minéraux lourds. Mais encore une fois, plus de données sont nécessaires pour valider la statistique.

Des diagrammes de ratio d'éléments immobiles tel que TiO_2 / Zr versus $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Zr}$ sont également un outil chimique pertinent pour comprendre la contribution d'une source par rapport à une autre. Plus d'analyses dans les clastes seraient essentielles afin de mieux définir les pôles des différentes sources. Mais ils ne sont pas un bon outil de corrélation.

L'ultime outil à une étude de comparaison de formations est le spectre de terres rares des grès. Les spectres permettent d'identifier une signature pour chaque formation, correspondant à un mélange de source. Si deux formations comportent une source similaire à un temps donné, alors ces deux spectres de terres rares vont fortement se ressembler. Cependant, la source devra être une source dominante et non mineure, afin que la géochimie de l'échantillon prélevé ait une signature typique. Cela implique un échantillonnage systématique de la base au sommet de toutes les formations à l'étude. La signature chimique des terres rares des clastes, couplée à la pétrographie des conglomérats, apportent également une idée des sources. Mais l'étude d'échantillons de grès s'avère la plus efficace dans une étude de corrélation de formation sédimentaire au faciès des amphibolites. Cependant, l'étude souffre d'un manque d'échantillons analysés. Un minimum de 15 échantillons de grès devraient être pris par formation, mais une trentaine d'échantillons seraient significatifs et irréprochables pour une étude statistique (Potts, 1987).

Un second grand objectif était d'identifier les processus responsables des variations géochimiques de la composition à la source (contexte tectonique) et de la météorisation à la source (altération), pouvant également être utiles pour discriminer les formations. Les deux diagrammes d'altérations ternaires $4SiM^+R^2$ (Meunier *et al.*, 2013) et MFW (Ohta et Arai, 2007) utilisés pour cette étude, sont fiables pour les roches archéennes. Cependant, le contexte tectonique s'appuie sur un ensemble d'observations dans les études (Eriksson, 1994; Paquette, 1998; Eriksson *et al.*, 2005; Percival *et al.*, 2006) de la Province du Supérieur, ainsi que sur des diagrammes ternaires pour des roches récentes (Bhatia et Crook, 1986). Ainsi le degré de confiance pour cet outil n'est pas optimal. Ces diagrammes révèlent une altération à la source faible, dans un contexte de collision d'arcs volcaniques (orogène). Ce contexte est en accord avec la formation de bassin successeur de type Timiskaming. Les méthodes utilisant une lithogéochimie complète ont permis de tirer plusieurs informations à partir de la composition des grès et des clastes de conglomérat. Nous avons démontré lors de l'étude pétrographique et lithogéochimique (voir les chapitres II et III), que les feldspaths et les minéraux lourds influent sur la composition car ils sont les porteurs des éléments, et donc contrôlent leurs distributions. Afin de préciser la géochimie des sources, le prochain chapitre va traiter de la géochimie minérale. Lors de l'étude pétrographique (voir le chapitre II), nous avons identifié un fort métamorphisme causant la recristallisation ou la modification chimique de nombreux minéraux lourds. Puisque les magnétites peuvent avoir résistées au métamorphisme, elles se prêtent bien à une étude de provenance.

CHAPITRE IV

LES MAGNÉTITES : INDICATEURS DE LA SOURCE

4.1. Contexte

Il existe plusieurs travaux qui porte sur l'utilisation de la pétrographie et la chimie des grès pour en déterminer la provenance, le milieu de dépôt et son cadre tectonique (Dickinson *et al.*, 1983; Arribas *et al.*, 2007). Ces études traitent surtout sur les grains du bâti des grès (quartz, feldspath, clastes de roches). Svendsen et Hartley (2002) ont aussi souligné des limites aux études liant la composition des grès étudiés directement à une source spécifique. La météorisation à la source, l'abrasion physique et le tri hydrodynamique pendant le transport, le stockage alluviale et la diagenèse peuvent cacher ou supprimer le signal de provenance d'origine (Morton et Hallsworth, 1994, 1999; Svendsen et Hartley, 2002; Morton *et al.*, 2005).

Divers auteurs proposent l'intégration des minéraux lourds dans les recherches de source (Mange et Wright, 2007) car ils peuvent être un outil très utile pour préciser la provenance des grès. Donc, les assemblages de minéraux lourds ont longtemps été considérés comme des indicateurs sensibles de la source de sédiments (Rubey, 1933; Grunert *et al.*, 1988; Nechaev et Isphording, 1993; Heroy *et al.*, 2003; Garzanti et Andò, 2007; Garzanti *et al.*, 2008). Une analyse plus fine des minéraux lourds pour l'identification des différentes espèces minérales et leurs compositions chimiques, permettrait de mieux préciser la nature de la source. Bien que divers minéraux lourds soient sensibles à la météorisation, au bris mécanique et à la diagenèse, plusieurs autres ne le sont pas. C'est le

cas pour le zircon, le grenat, la tourmaline, l'apatite, le rutile et les oxyde de Ti-Fe qui ont été beaucoup utilisés pour identifier les provenances des sédiments (Darby et Tsang, 1987; Grunert *et al.*, 1988; Basu et Molinaroli, 1989; Grigsby, 1990; Grigsby, 1992; Razjigaeva et Naumova, 1992; Hounslow et Morton, 2004).

Les minéraux qui ont une structure apparentée à celle des spinelles, comme les oxydes de Ti-Fe, et la magnétite en particulier, ont fait l'objet d'études récentes parce qu'ils sont mécaniquement et chimiquement stables, faciles à séparer des autres minéraux de la roche sur la base de leurs propriétés physiques (magnétisme notamment). De plus, ils possèdent des caractéristiques morphologiques uniques et une chimie minérale diagnostique de la source (Darby et Tsang, 1987; Grunert *et al.*, 1988; Basu et Molinaroli, 1989; Grigsby, 1990; Razjigaeva et Naumova, 1992; Hounslow et Morton, 2004; Yang, *et al.*, 2009). Alors, la composition et la morphologie des spinelles dans les études pétrogénétiques (Barnes et Roeder, 2001) sont d'ailleurs bien connues car certains sont très utilisés pour l'exploration du diamant (Fipke *et al.*, 1995). La magnétite est, quant à elle, un des minéraux les plus communs trouvés dans les sables, car elle est présente dans une grande variété de roches sources, tant métamorphiques qu'ignées (Grunert *et al.*, 1988; Grigsby, 1990).

La magnétite (Fe_3O_4) peut se former dans de nombreuses conditions magmatiques, à des températures élevées, par exemple, dans les zones supérieures des intrusions litées, dans les d'anorthosites, les granitoïdes et dans les roches volcaniques, ainsi qu'à basse température hydrothermale (Dare *et al.*, 2012; Nadoll *et al.*, 2014). L'érosion de ces dernières permet sa concentration dans les roches sédimentaires. La magnétite de ces

roches sources est de composition diversifiée en raison de substitutions divalentes, trivalentes et tétravalentes (Dupuis et Beaudoin, 2011). Dans les roches sédimentaires, il y a un intérêt croissant pour l'utilisation des éléments en traces dans la magnétite comme un moyen de déterminer la provenance de magnétite détritique car elle est présente dans des sédiments déposés dans un large éventail d'environnement sédimentaire. Toutefois, les sédiments les plus recherchés sont les tills et les sables alluviaux (Yang, *et al.*, 2009).

Razjigaeva et Naumova (1992) ont montré que les concentrations en Ti, Mn, Cr, V, Ni, Co, Zr, Sn, Zn, Pb et Cu des magnétites pourraient être utilisés pour identifier les roches mères de sédiments alors que Grigsby (1990) a utilisé une combinaison de caractéristiques pétrographiques, comme la nature d'exsolutions, et des critères de composition chimique dans un organigramme pour déterminer la source probable de grains de magnétite détritique. Dupuis et Beaudoin (2011), Nadoll *et al.* (2012 et 2014), ainsi que Dare *et al.* (2012) ont aussi démontré qu'en utilisant la composition des magnétites, il est possible de les relier à différents contextes de minéralisation grâce à de multiples diagrammes.

L'objectif du chapitre est de déterminer la source des grès alluviaux archéens des formations de Magin et de Keyano à l'aide des éléments en traces contenus dans les magnétites qui s'y trouvent sous forme de lamines ou de minces lits, possiblement apparentés à des formations de fer siliceuse (chert). La proximité géographique actuelle des deux formations permet de formuler l'hypothèse d'une provenance commune des magnétites. De plus, des fragments de formation de fer et de chert sont trouvés dans les conglomérats de ces formations (figure 23). Les processus de modification de la composition de la source sont minimisés dans un conglomérat puisque les cailloux d'un

conglomérat représentent un échantillon direct de la même source, alors que la composition générale des grès, interstratifiés avec les niveaux de ces conglomérats, résulte de la désintégration mécanique et chimique de la même source. La présente étude cherche donc aussi à tester si des cailloux riches en magnétites pourraient être la source principale des magnétites. De plus, puisque des plutons felsiques sont l'une des sources les plus abondantes des conglomérats et des grès de ces formations, les magnétites des plutons felsiques, présents aux alentours des formations de Magin et de Keyano, ont également été échantillonnées afin d'observer d'autres signatures de magnétites pouvant se trouver dans les grès.

4.2. Les formations de fer de type Algoma

Dans la Formation de Magin, plusieurs galets de formations de fer sont présents dans les niveaux de conglomérat (figure 23). Les cailloux des conglomérats et les grains des grès sont normalement issus des mêmes sources. Une fois les roches à la source ou les fragments des graviers démembrés, le produit de l'érosion se retrouve dans les grès. Ces clastes riches en fer devraient être la source la plus probable des magnétites. Étant donné l'âge archéen de la sédimentation, nous avons probablement à faire ici à des formations de fer de type « Algoma ». Ce type de formations de fer est associé aux roches volcaniques et aux méta-grès de long d'arc volcanique, de zone de rift, de réseaux de failles et de cassures profondes (Gross, 1980). La minéralogie moyenne de ces formations est composée de micros à macros bandes de chert ou de quartz, de magnétite, d'amphibole et parfois de sulfures. La signature géochimique moyenne des formations de fer du type Algoma est caractérisée par des valeurs élevées de Fe et en Mn, et par moments, des teneurs élevées en Ni, Au, Ag, Cu, Zn, W, terres rares et quelques éléments mineurs (Gross, 1995, 1996). Les teneurs en fer dans les formations de fer varient de 15 à 45 % (Gross, 1980).

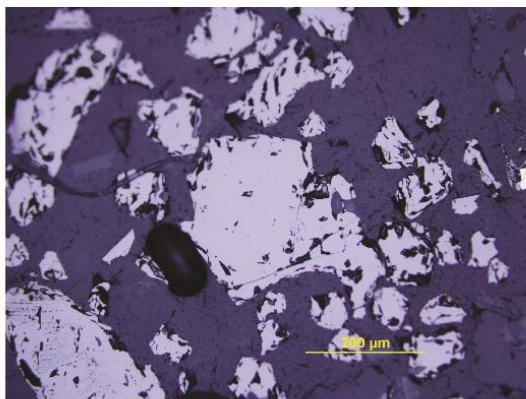


Figure 23 : A) Fragments de formation de fer rubanée de la Formation de Magin (localisation de la photographie figure 6); B) Fragment de chert ferrugineux de la Formation de Keyano.

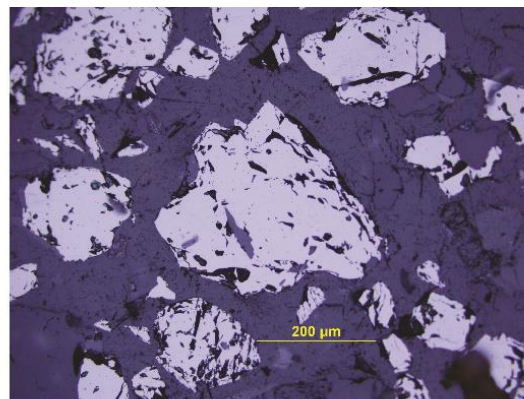
4.3. Étude pétrographique des magnétites

Les magnétites issues des grès de la Formation de Keyano sont toutes hypidiomorphes. Leurs aspects semblent poreux et peuvent présenter quelques inclusions (figure 24), mais celles-ci pourraient aussi correspondre à des cavités dues à un mauvais polissage. Un galet siliceux qualifié de chert ferrugineux sur le terrain (figures 23 et 25) a aussi été étudié dans la Formation de Keyano. Il est composé de 40 % de quartz, de 30 % d'hornblende, de 15 % de pyrite, de 15 % de magnétite, de 5 % d'apatite et de traces de feldspath et de zircon. Le claste est faiblement rubané et les grains sont à texture granoblastique. Les magnétites sont idiomorphes et possèdent une porosité et des inclusions. Les magnétites issues des grès de la Formation de Magin sont toutes hypidiomorphes comme celles de la Formation de Keyano. Leurs aspects semblent également poreux et présentent plusieurs inclusions (figure 24). Un galet de formation de fer a aussi été étudié dans la Formation de Magin (figures 23 et 25). Il est composé de 59 % de magnétite, 36 % de quartz, 4 % d'apatite, 1 % de pyrite et de traces de hornblende et de zircon, de chalcopyrite et d'hématite. Le claste est rubané et les grains sont à texture granoblastique. Les magnétites sont idiomorphes et possèdent une porosité et des inclusions.

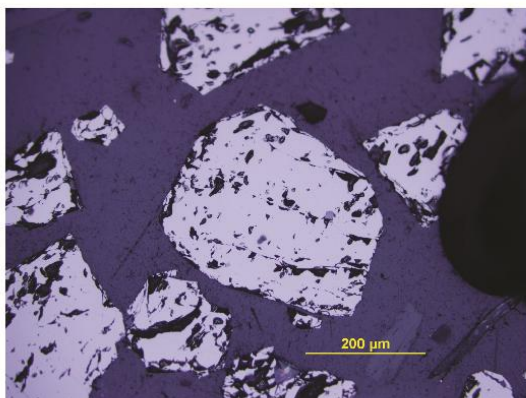
Les magnétites provenant des plutons felsiques (figure 24) aux alentours des formations sont également idiomorphes et homogènes. Elles ne possèdent aucune exsolution et très peu d'inclusions. Pour l'ensemble des magnétites de cette étude, il est possible que cette porosité ne soit pas originale ou le produit de la diagenèse, mais bien le produit d'un mauvais polissage.



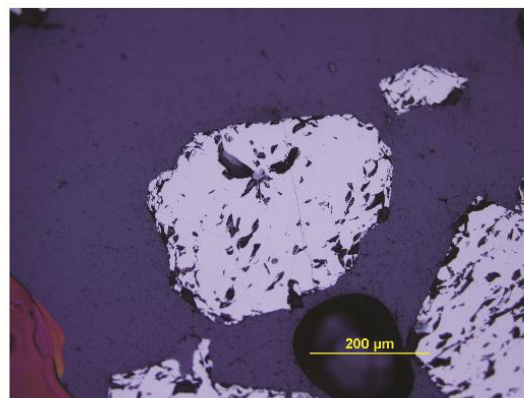
A) Grains de magnétites issus de la Formation de Magin (11-QD-7504-A5).



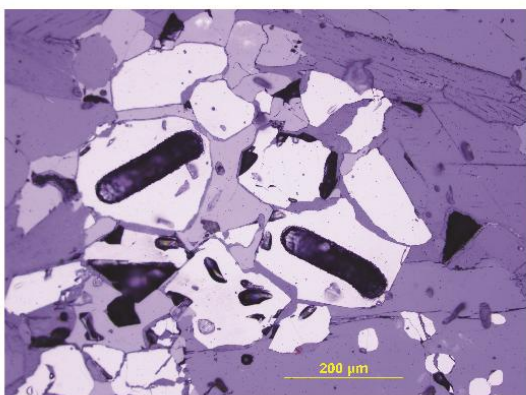
B) Grains de magnétites issus de la Formation de Magin (11-QD-7504-A7).



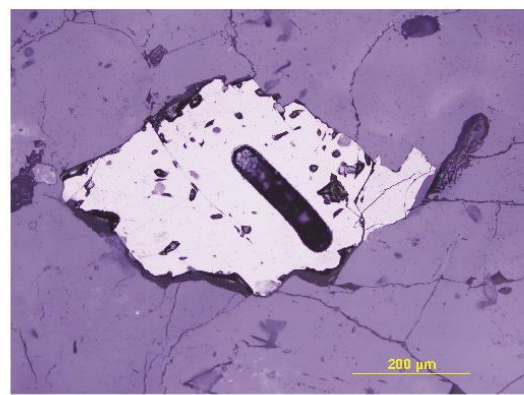
C) Grains de magnétites issus de la Formation de Keyano (11-QD-7505A).



D) Grains de magnétites issus de la Formation de Keyano (11-QD-7505A).

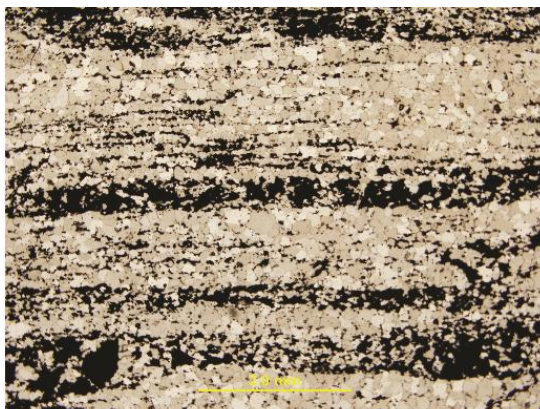


E) Grains de magnétites de la monzodiorite quartzifère de la Suite de Salleneuve, et traces d'ablations laser (11-PB-4315).

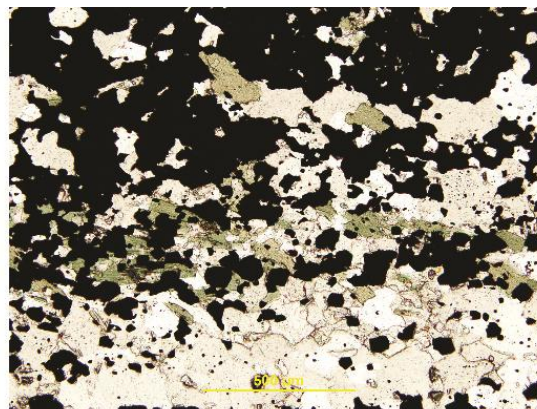


F) Grains de magnétites de la tonalite du Pluton de Nochet, et trace d'ablation laser (11-QD-7045).

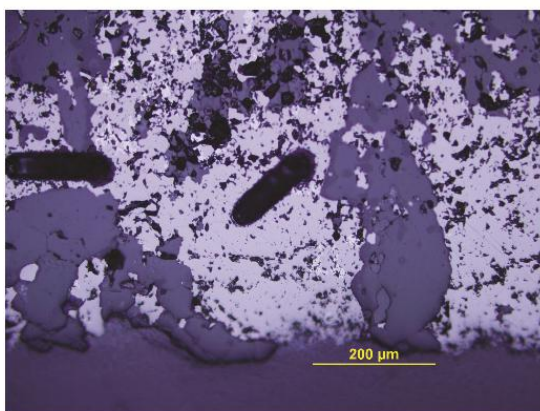
Figure 24 : Photographies en lumière réfléchiée de lames minces des magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin, ainsi que de plutons aux alentours des formations.



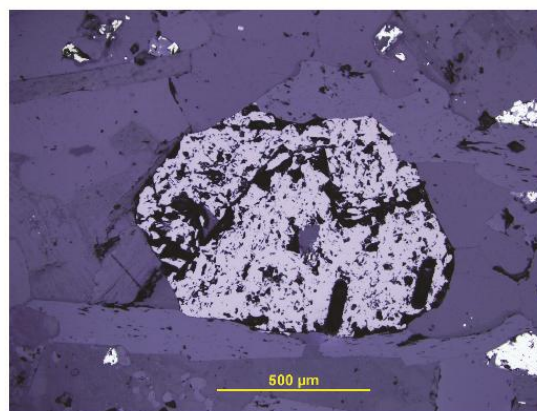
A) Fragment de formation de fer avec un rubanement de magnétites, interlité de quartz recristallisé, issu de la Formation de Magin (11-QD-7504-G); vue en lumière plarisée non analysée.



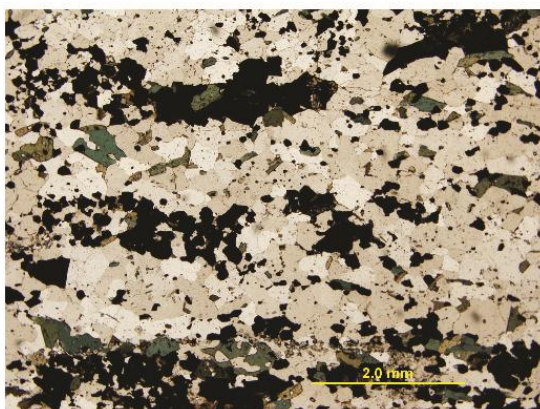
B) Fragment de formation de fer avec des grains de magnétites, de quartz et d'amphiboles, provenant de la Formation de Magin (11-QD-7504-G); vue en lumière plarisée non analysée.



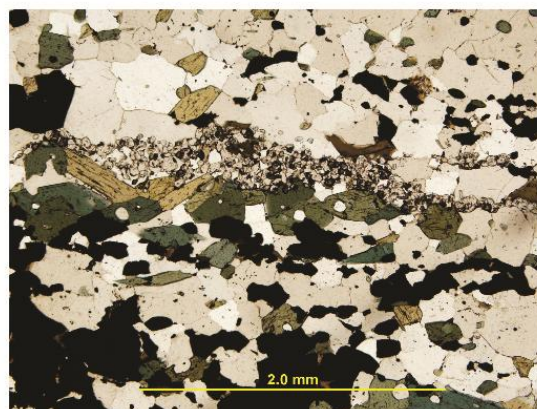
C) Magnétite avec présence de petites inclusions, et trace d'ablation laser issue de la Formation de Magin (11-QD-7504-G); vue en lumière réfléchie.



D) Magnétite avec traces d'ablation laser de la Formation de Keyano (11-QD-7505-G); vue en lumière réfléchie..



E) Claste de chert avec présence d'un rubanement de magnétites, interlités de quartz et d'amphiboles, issu de la Formation de Keyano (11-QD-7505-G); vue en lumière plarisée non analysée.



F) Claste de chert avec présence de grains de magnétites, de quartz, d'amphiboles et d'un dépôt d'apatites, provenant de la Formation de Keyano (11-QD-7505-G); vue en lumière plarisée non analysée.

Figure 25 : Photographie en lame mince des fragments de chert ferrugineux de la Formation de Keyano et de formation de fer de la Formation de Magin.

4.4. Méthode

4.4.1. Broyage et récupération des magnétites

Les échantillons sont coupés à la scie diamantée en différentes tranches de 2 à 4 cm d'épaisseur. Les tranches sont ensuite brisées dans un concasseur à mâchoires en tungstène pour produire des fragments de 2 cm à 5 mm. Le broyage subséquent est effectué à l'aide d'un broyeur à disque en céramique. Il est suivi d'un tamisage; le refus du tamis est rebroyé puis re-tamisé jusqu'à ce que la totalité de la roche soit passée à travers le tamis 650 μm . Il est important que la totalité de la roche soit broyée le plus fin possible. En effet, au début du broyage, ce sont les minéraux les plus fragiles qui sont d'abord broyés (les feldspaths et les micas par exemple). La séparation finale se fait par un aimant. Pour cela, on choisit des granulométries de 650 à 250 μm . Ceci résulte d'un compromis. On a évidemment avantage à travailler avec les granulométries les plus fines possible pour obtenir le meilleur degré de libération des minéraux et réduire la quantité de grains polyminéraliques.

Il est possible que les constituants d'un sédiment proviennent de plus d'une source et donc soient distribués préférentiellement au sein d'un même lit. De plus, la nature de la source peut varier dans le temps, c'est-à-dire de la base au sommet de la formation. Afin de tester la variabilité des sources potentielles des magnétites au sein d'une formation, plusieurs échantillons ont été prélevés en divers points le long d'une coupe en essayant d'avoir un échantillon dans tous les bancs de grès à un intervalle régulier. Ceci a été réalisé sur la Formation de Magin. Ce protocole n'a pas été suivi pour la Formation de Keyano. Pour cette formation, les échantillons ont aussi été récoltés tout le long d'une coupe (voir

chapitre I) en essayant d'avoir un échantillon dans tous les bancs de grès ayant un intervalle régulier. Toutefois, la position stratigraphique des magnétites n'a pas été considérée lors de leur analyse. Le but ici est de traiter ces magnétites globalement, puis de comparer les résultats avec ceux de la Formation de Magin afin de déterminer s'il y a lieu ou non de procéder à une analyse systématique de la base au sommet de telles formations pour préciser l'évolution potentielle des sources.

4.4.2. Choix des grains à analyser

Une fois les magnétites extraites à l'aide d'un aimant, elles ont toutes été montées sur un bloc d'époxy puis polies. Un total de 210 magnétites ont été analysées par LA-ICP-MS. L'étude pétrographique de ces magnétites broyées révèle d'abord qu'il n'y a qu'une seule famille texturale de magnétites pour l'ensemble des magnétites. Les grains analysés ont été choisis en fonction de leur taille ($>200 \mu\text{m}$) et aussi de leur homogénéité apparente (pour les exsolutions). Un nombre de 6 à 8 grains pour chacun des échantillons A1, A2, A3, A4, A5, A6, A7 et A8 de grès de la Formation de Magin (figure 6, annexe 8.3) ont été sélectionnés (soit un total de 50). Pour la Formation de Keyano, 30 magnétites ont été sélectionnées dans les grès sur le long de toute la coupe. De plus, un claste riche en magnétite provenant d'un lit de conglomérat interstratifié avec des lits de grès de chaque formation a été analysé. Il a été choisi sur la base de sa représentativité de la population des clastes présents dans ces lits de conglomérat. Chaque claste a été traité comme les échantillons de grès. Pour le caillou de formation de fer de la Formation de Magin, 16 magnétites ont été analysées alors que 17 ont été analysés pour le claste de chert de la

Formation de Keyano. Également deux magnétites dans un claste de monzodiorite quartzifère et cinq magnétites dans un claste de tonalite de type 1, issus des conglomérats de la Formation de Keyano ont été choisies. Pour finir, 87 magnétites des plutons présents aux alentours des formations ont aussi été sélectionnées. Au total, 207 magnétites ont été analysées pour cette étude.

4.4.3. LA-ICP-MS

L'ablation laser ICP-MS a un grand avantage par rapport à la microsonde électronique. Un grand ensemble d'éléments peut être déterminé avec des limites de détection très basses. La liste des éléments chimiques analysés a été établie en prenant en compte que chaque élément peut entrer dans la structure cristallographique de la magnétite, basée sur le rayon ionique, la charge, la préférence pour un système octaédrique ou tétraédrique et sur les coefficients de partitions (Dare *et al.*, 2012). La liste qui suit représente les isotopes qui sont analysés, car ils sont présents dans la magnétite à des concentrations au-dessus des limites de détection : ^{24}Mg , ^{27}Al , ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{60}Ni , ^{66}Zn , ^{75}As , ^{59}Co , $^{69,71}\text{Ga}$, ^{74}Ge , ^{89}Y , $^{90,92}\text{Zr}$, ^{93}Nb , ^{95}Mo , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W et ^{208}Pb . On tient compte des isotopes pour les interférences.

Un système d'ablation laser RESolution M-50 (Excimer 193 nm) couplé à un ICP-MS Agilent 7700x a été utilisé à l'UQAC pour déterminer les éléments en traces dans les magnétites. Un faisceau d'une taille de 33 microns avec une vitesse de déplacement de 3,5 $\mu\text{m/s}$, ainsi qu'une fréquence laser de 15 Hz et une puissance de 5 mJ par impulsion ont été paramétrés pour percer une ligne à travers les magnétites pendant une durée de 40

secondes. L'ablation est réalisée en utilisant de l'hélium de haute pureté qui est introduit dans la cellule d'ablation au rythme de 650 ml/min. Un débit d'argon (0,7 à 0,9 ml/min) est ensuite ajouté dans la cellule. Des matériaux de référence riches en fer sont nécessaires pour calibrer l'ICP-MS. Pour l'analyse des oxydes de fer, le laboratoire de l'UQAC utilise le verre synthétique GSE-1g développé par la *U.S. Geological Survey*. D'autres matériaux de référence riche en fer sont aussi utilisés pour contrôler la qualité des analyses. Il s'agit des verres synthétiques GSD-1g et GPB-6 développés par la *U.S. Geological Survey* et d'une magnétite naturelle du complexe de Bushveld BC-28. Pour la valeur du phosphore des magnétites, le standard GSD est pris comme référence à la place de GSE afin d'avoir une valeur plus réaliste, car le standard GSE ne contient que très peu de phosphore. Pour la silice, la limite de détection est de 449 ppm, ce qui est trop haute pour la concentration présente dans une magnétite avec le LA-ICP-MS. Il faudrait utiliser la microsonde pour obtenir la valeur de la silice, mais étant donné la faible concentration de silice dans les magnétites, la limite de détection de la microsonde peut être aussi trop haute.

4.4.4. Traitement des résultats

Par la suite, le protocole expérimental suivant a été réalisé. L'analyse d'un grain dure 60 secondes et comporte deux étapes. Pendant les 20 premières secondes du temps d'analyse, le laser ne fait pas d'ablation. Ces première secondes d'analyses ont été considérées comme correspondant au bruit de fond, lié aux gaz. Ensuite, les 40 secondes suivantes servent à l'analyse par ablation de la magnétite elle-même. Une ligne est percée à la surface des grains afin d'obtenir la composition moyenne de tout le grain. Le calcul des

concentrations a été déterminé avec le logiciel Iolite (Hellstrom *et al.*, 2008). Pour le traitement des résultats, le ^{57}Fe a été choisi comme moniteur d'ablation, car il peut être estimé par stœchiométrie dans la magnétite. Des analyses de concentration de Fe pourraient être réalisées dans l'avenir par microsonde afin de venir ajuster les résultats des autres éléments obtenus par le laser. Les analyses ont été réalisées sur plusieurs jours, impliquant de légère variation dans les mesures de l'appareillage, et donc une faible variation de la limite de détection.

4.5. Résultat

4.5.1. Les inclusions

Les résultats de la chimie des magnétites montrent plusieurs inclusions. Nous sommes ici capables de séparer ces inclusions de la « porosité » (probablement due à un mauvais polissage). Dans la plupart des magnétites issues des grès de la Formation de Magin, il y a des inclusions d'apatites (figure 26), révélées par des anomalies positives en P, Ca et Y, ainsi que des inclusions de zircon (figure 27), révélées par de hautes concentrations en Zr et Hf. Toutefois, dans les grès de la Formation de Keyano, seules les magnétites 7505-4, 7505-21 et 7505-23 montrent aussi des inclusions d'apatite ou de zircon.

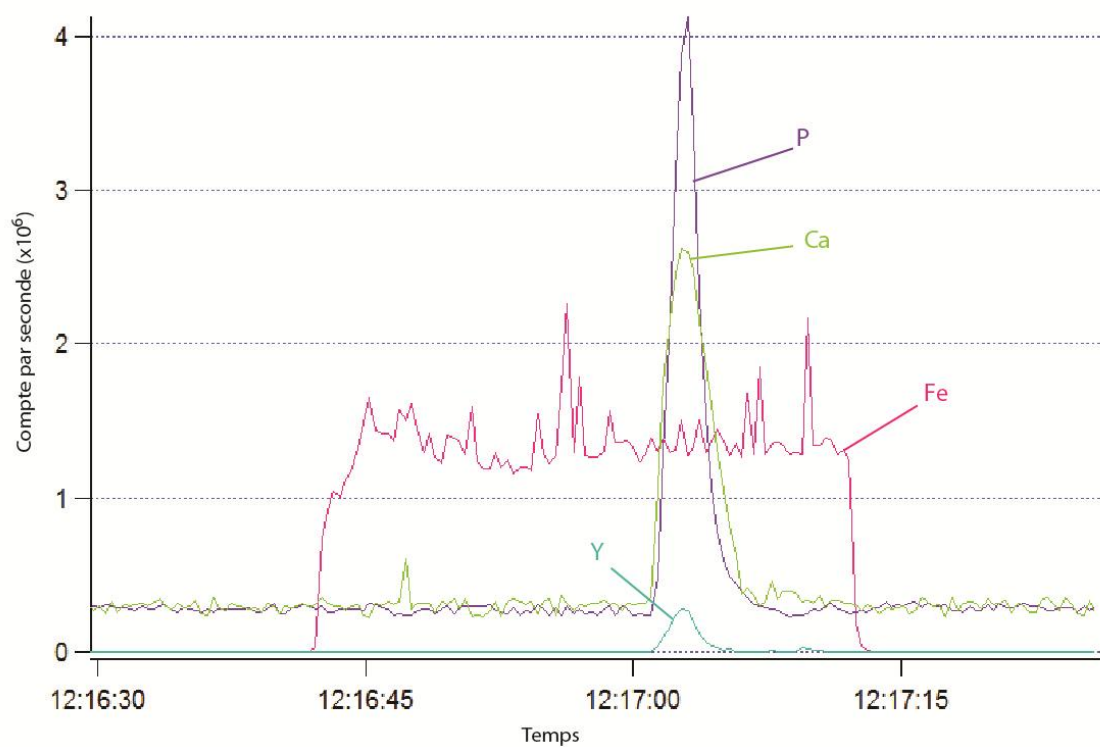


Figure 26 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant une inclusion d'apatite dans une magnétite issue du grès de la Formation de Magin (11-QD-7504-A4-6).

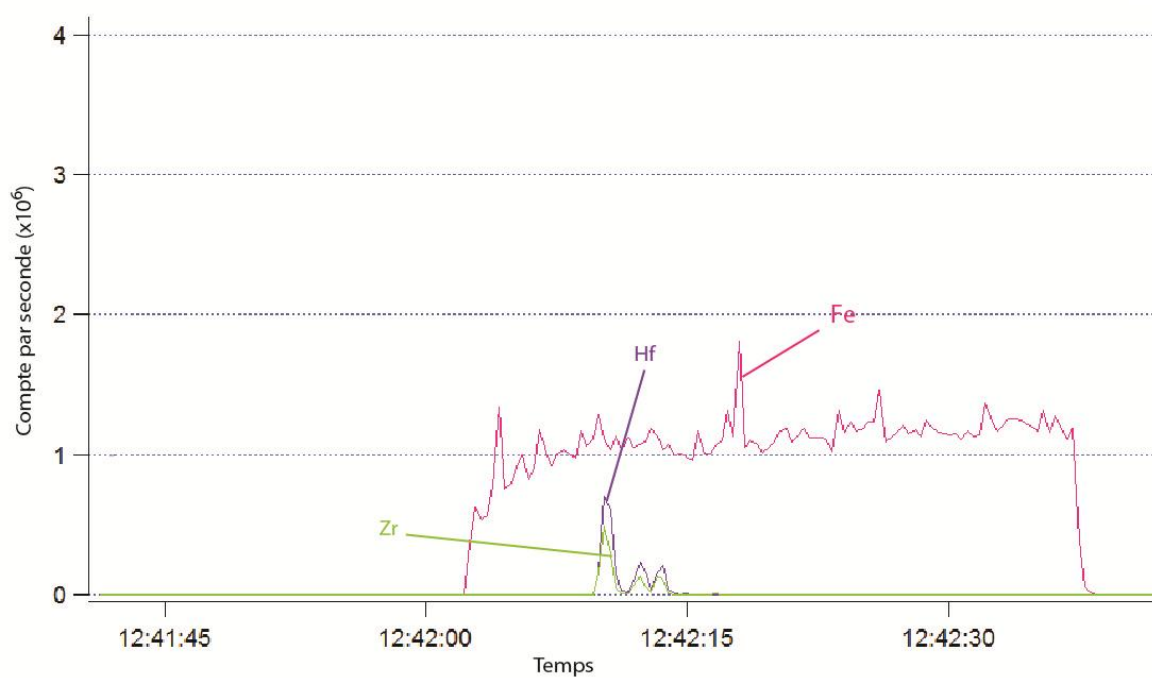


Figure 27 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant une inclusion de zircon dans une magnétite issue du grès de la Formation de Magin (11-QD-7504-A7-2).

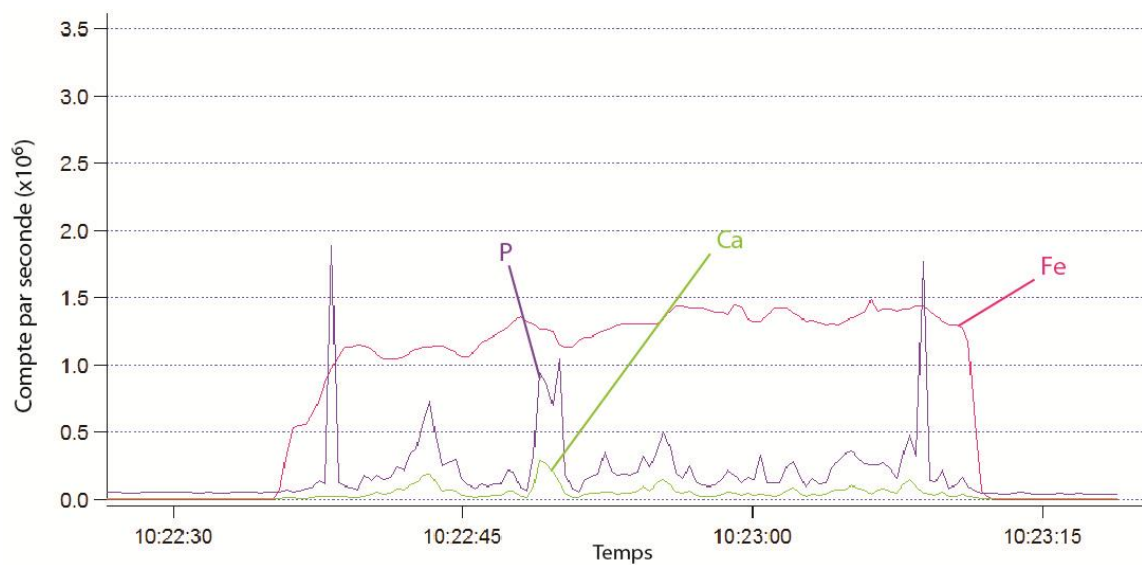


Figure 28 : Spectre d'intensité d'ablation en fonction du temps, révélant de nombreuses inclusions en apatites dans une magnétite du fragment de formation de fer de la Formation de Magin (11-QD-7504G-5).

Pour le claste de formation de fer de la Formation de Magin, toutes les magnétites possèdent des inclusions d'apatites (figure 28). Seule la magnétite 7504-5 possède une inclusion de zircon. Pour le claste de chert venant de la Formation de Keyano, seule la magnétite 7505-13 montre une inclusion d'apatite et seule la magnétite 7505-12 révèle une inclusion de zircon. Les magnétites de magma mafique (Dare *et al.*, 2012) et plutonique (cette étude et Nadoll *et al.*, 2012) montrent également des inclusions d'apatite. Bien que les inclusions présentent une difficulté pour le traitement des données, leur présence ou leur absence fournit également des informations utiles pouvant être employées pour distinguer les groupes d'échantillons (Tracy, 1982; Razjigaeva et Naumova, 1992). Pour le traitement subséquent des résultats et l'établissement des compositions moyennes des magnétites, les valeurs correspondant au pic d'inclusion ne sont pas retenues.

4.5.2. Les magnétites issues des grès

Les magnétites provenant des grès des formations de Keyano et de Magin (tableau 7, annexe 8.8) présentent beaucoup de variations pour plusieurs éléments, supportant l'hypothèse qu'il y a plusieurs populations de magnétite dans ces grès et qu'elles sont donc issues de différentes sources. Toutes les magnétites sont appauvries en Ti par rapport aux intrusions magmatiques (Dare *et al.*, 2012) avec des teneurs <700 ppm. De fortes variations sont observés pour le Cr, V, Al et Mn avec des basses teneurs <300 ppm et des hautes teneurs >1500 ppm. Ni, Co et Mg sont appauvris dans ces magnétites avec des teneurs <150 ppm.

4.5.3. Les magnétites issues des clastes

Les magnétites du claste de formation de fer de la Formation de Magin (tableau 7, annexe 8.9) ne montrent pas particulièrement un enrichissement en éléments particuliers, mais possèdent toutefois des hautes teneurs en Al (450 ppm), Mn (400 à 800 ppm), Mg (50 à 300 ppm). Elles sont appauvries en Ti et Zn avec des teneurs <45 ppm. Elles ont des faibles concentrations en Cr, Co, V, Ni, Ga et Ge.

Les magnétites du claste de chert ferrugineux de la Formation de Keyano (tableau 7) présentent un enrichissement en Al (>800 ppm) et en V (>1200 ppm). Le Ti et Mn ont des teneurs moyennes de 500 ppm. Les magnétites possèdent de faibles concentrations en Cr, Zn, Ni, Mg et Ga. Elles sont appauvries en Co et Ge (<5 ppm).

Le claste de tonalite issu de la Formation de Keyano (tableau 7) possède des magnétites riches en Cr, V et Mn avec des teneurs >1500 ppm. Elles sont appauvries en Ti avec des teneurs <500 ppm et de hautes teneurs en Al de 800 ppm. Tous les autres éléments analysés sont en faibles concentrations avec des teneurs <150 ppm.

Le claste de monzodiorite quartzifère provenant de la Formation de Keyano (tableau 7) montre des magnétites pauvre en Ti (<350 ppm). Cependant les magnétites sont riches en Mn (1300 ppm) et possèdent des teneurs moyennes en Cr et V (700 ppm). Tous les autres éléments analysés sont en faibles concentration avec des teneurs <100 ppm.

4.5.4. Les magnétites issues des plutons felsiques et intermédiaires

Les magnétites des plutons (tableau 7, annexe 8.10 et 8.11) présentent de nombreuses variations pour plusieurs éléments, mais surtout un appauvrissement en Ti avec des teneurs <300 ppm. La composition des magnétites montre un enrichissement en Cr, V et Mg avec des teneurs moyennes de 1000 ppm. Mais certaines intrusions, tels que le Complexe de Langelier ou le Pluton de poste Le Moyne, ont quelques magnétites appauvries en Cr. Elles possèdent également de faibles teneurs (<100 ppm) en Ni, Co, Zn, Ti, Mg, Ga et Al. Les éléments Ge, Ta, W Sn et Sc ne sont pas présents.

Tableau 7 : Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin de clastes de ces formations et de plutons de la Sous-province de La Grande obtenus par LA-ICP-MS. Les principales inclusions ont été enlevées pour obtenir de réelles valeurs. Résultats complets aux annexes 8.8, 8.9 et 8.10.

Abréviation : Élmt : liste des éléments; LD : Limite de détection par LA-ICP-MS pour une taille du faisceau laser de 33 µm; N : nombre total de magnétites analysées; Moy. : valeur moyenne; Min : valeur minimum; Max : valeur maximum; BIF : formation de fer; Monzo-QZ : monzodiorite quartzifère)

Élément	Lithologie	Grès - Keyano			Grès - Magin			Claste chert - Keyano			Claste BIF - Magin			Tonalite claste - Keyano			Monzo-QZ claste- Keyano			Pluton		
	LD (33µm)	N = 30			N= 50			N = 16			N = 17			N = 5			N = 2			N = 87		
		Ave	min	max	Ave	Min	Max	Ave	Min	Max	Ave	Min	Max	Ave	Min	Max	Ave	Min	Max	Ave	Min	Max
Si	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD
Ca	21	LD	LD	LD	41	LD	54	47	LD	59	534	22	2540	LD	LD	LD	LD	LD	LD	215	LD	1722
Y	0,30	0,48	LD	0,86	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,50	LD	2,12	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,42	LD	2,18
P	8,0 - 13,0	26,5	LD	61,32	32,3	LD	51,8	LD	LD	LD	12,6	LD	16,7	LD	LD	LD	LD	LD	LD	27,9	12,8	72,3
Pb	0,02 - 0,09	0,27	0,03	1,95	0,23	0,03	1,07	0,22	0,03	1,03	1,52	0,55	4,34	0,32	0,09	0,79	0,35	0,09	0,37	3,46	0,09	70,15
Zr	0,40	1,89	LD	3,71	LD	LD	0,91	LD	LD	LD	LD	LD	0,96	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,50	LD	4,84
Hf	0,02 - 0,05	0,09	LD	0,09	0,07	LD	0,09	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,08	LD	0,12
Al	0,64 - 1,32	581,0	272,3	1314,0	430,3	200,7	728,5	845,1	621,2	1262,9	460,2	187,6	1175,0	846,3	768,6	957,7	517,5	499,3	535,8	230,3	23,4	1752,0
Ge	0,16 - 0,22	0,98	0,73	1,29	1,12	0,61	2,28	1,08	0,92	1,21	2,07	1,74	2,63	0,99	0,86	1,22	0,65	0,60	0,71	0,69	LD	1,55
W	0,02 - 0,06	LD	LD	0,07	0,05	LD	0,07	LD	LD	LD	0,45	0,11	1,81	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,69	0,06	4,04
Sn	0,10 - 0,14	0,19	0,13	0,46	0,22	0,13	0,37	0,27	LD	0,61	0,39	LD	2,34	0,20	LD	0,22	LD	LD	LD	0,90	LD	16,86

Elément	Lithologie LD	Grès - Keyano			Grès - Magin			Claste chert - Keyano			Claste BIF - Magin			Tonalite 1 claste - Keyano			Monzo-QZ claste- Keyano			Pluton		
		N = 30			N= 50			N = 16			N = 17			N = 5			N = 2			N = 87		
Sc	0,14 - 0,16	0,50	LD	1,22	0,46	LD	1,04	0,26	LD	0,51	0,18	LD	0,24	2,07	1,58	2,81	0,46	0,42	0,50	0,43	LD	1,26
Ta	0,01 - 0,02	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,03	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,04
Nb	0,04 - 0,05	LD	LD	LD	0,09	LD	0,24	LD	LD	LD	0,16	LD	0,31	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,66	LD	6,64
Cu	0,10 - 0,57	3,35	LD	49,28	0,74	LD	3,43	3,44	LD	24,09	6,68	LD	32,12	2,26	0,57	3,21	LD	LD	LD	3,03	LD	35,92
Mo	0,33 - 0,48	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	LD	0,80	LD	1,39	LD	LD	LD	LD	LD	LD	1,95	LD	16,35
Ga	0,13 - 0,20	33,85	8,21	44,24	26,59	9,13	59,86	32,54	16,64	51,83	3,16	1,87	5,33	46,52	40,37	52,85	12,00	11,11	12,88	20,16	0,95	69,28
Mn	0,80 - 1,03	423,5	278,9	648,2	784,4	274,5	1519,9	542,0	261,2	1452,7	583,2	429,2	883,3	1662,1	1351,2	2032,3	1346,1	1330,8	1361,5	1132,5	743,1	1708,2
Mg	0,09 - 0,15	25,5	7,7	310,3	16,6	4,5	75,9	20,6	7,1	65,7	156,4	51,3	328,5	32,4	17,7	62,9	18,0	13,9	22,0	26,1	1,5	503,7
Ti	0,80 - 0,94	335,2	153,0	489,1	371,4	130,7	699,3	627,5	407,3	876,0	28,0	14,3	43,7	491,7	377,4	635,1	317,2	301,5	332,9	102,1	LD	374,5
Zn	0,36 - 0,86	146,6	15,6	318,3	189,2	49,8	473,8	140,2	37,1	260,6	39,8	28,0	54,4	179,1	134,1	246,7	106,5	87,5	125,4	120,8	3,1	812,5
Co	0,08 - 0,11	33,7	17,4	48,2	26,3	8,9	44,9	3,7	0,3	16,8	6,3	2,9	11,3	7,7	3,4	9,7	14,6	14,4	14,7	28,7	3,5	63,3
V	0,14 - 0,16	1740,1	827,8	2160,8	1348,8	141,8	2779,1	1331,0	1111,8	1508,9	12,8	10,0	17,1	1971,7	1783,4	2051,3	705,9	703,0	708,8	1186,9	340,8	2146,2
Ni	0,40 - 0,54	101,4	69,9	155,5	72,3	18,3	184,7	25,6	5,8	87,9	2,4	1,0	5,6	10,1	8,4	11,1	45,3	45,1	45,6	62,6	8,0	157,0
Cr	1,05 - 1,32	3384,8	1474,6	6723,3	3947,9	65,2	32047,0	82,7	31,2	275,9	5,2	1,1	18,9	1557,7	1402,3	1744,0	750,8	738,0	763,6	1896,5	LD	14965,0

4.6. Recherche de la source

4.6.1. Source magmatique des magnétites

Le diagramme de Grigsby (1990) permet de séparer les différentes sources des magnétites suivant leurs contenues en TiO_2 , V_2O_3 , MgO et Al_2O_3 (figure 29). Toutes les magnétites des grès et des cailloux (chert et formation de fer) des formations de Keyano et de Magin, viennent de roches plutoniques ou volcaniques felsiques. Ceci est dû à la faible concentration du Ti dans toutes les magnétites. Cela concorde avec l'étude pétrographique des conglomérats (voir le chapitre II) qui indique que ces deux formations ont une source dominée par des tonalites et des granites (figure 10).

D'après Grigsby (1990), les grains de magnétites ayant pour source une roche plutonique felsique sont dominées par des grains homogènes avec des teneurs $<1\%$ de TiO_2 , V_2O_3 , MgO et Al_2O_3 . De plus, toutes les magnétites provenant des clastes de tonalite, de monzodiorite et des plutons de la région sont homogènes et ne présentent aucune exsolution, tel que le rapporte Grigsby (1990). Par contre, les magnétites provenant de roches volcaniques felsiques, sont dominées par des grains polyminéraliques avec des intercroissances d'ilménites. Ces grains homogènes ressemblent aux roches plutoniques felsiques et peuvent excéder 1% de TiO_2 . Or, d'après Dupuis et Beaudoin (2011), les magnétites hydrothermales ont aussi une faible concentration en TiO_2 et Al_2O_3 ($<2\%$) car ce sont des éléments immobiles. Le diagramme de Grigsby ne permet donc pas de différencier les magnétites issues de fluides hydrothermaux qui peuvent donc aussi tomber dans le champ felsique. Dupuis et Beaudoin (2011) ont essayé de créer des classifications pour des magnétites hydrothermales.

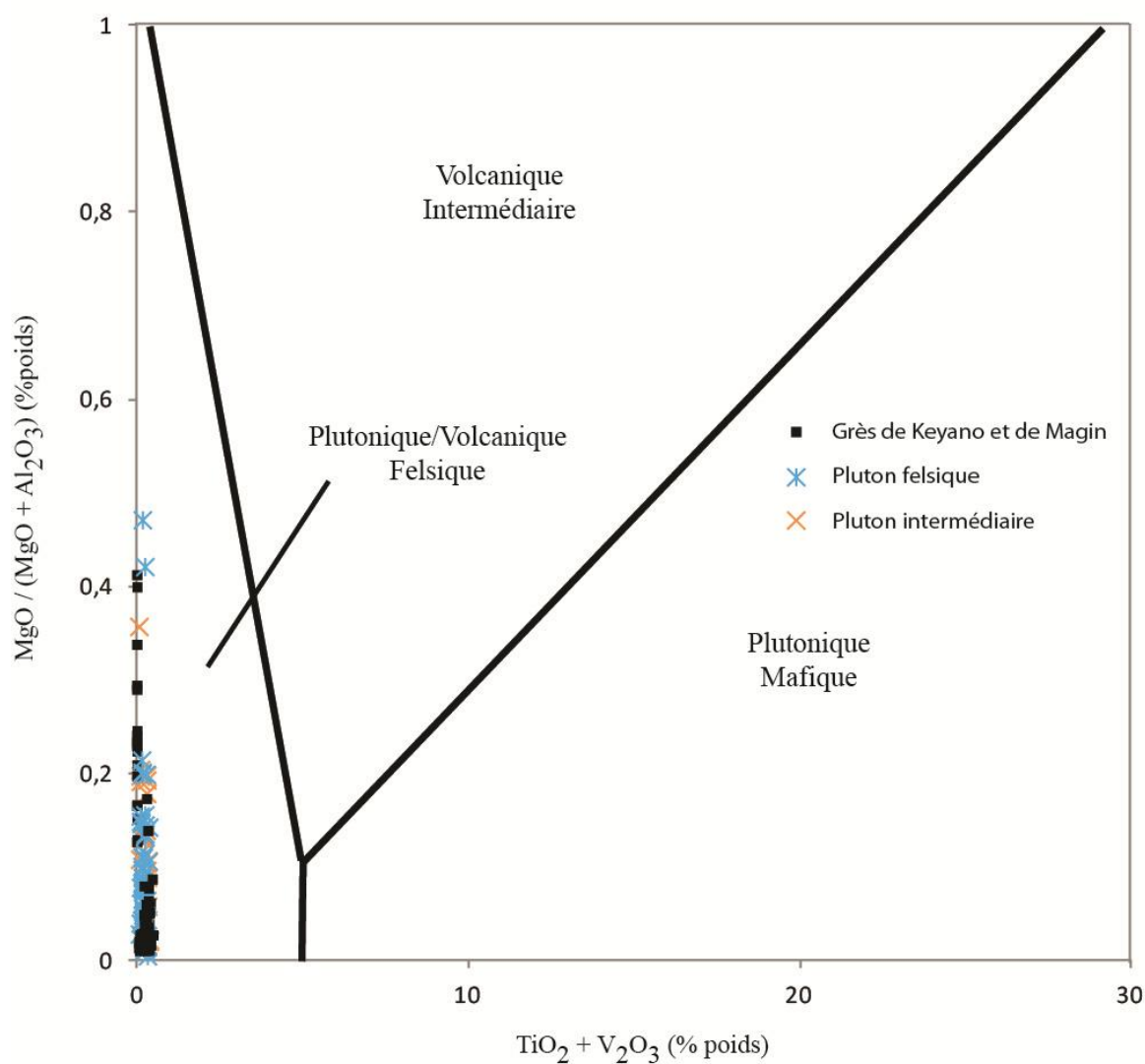


Figure 29 : Diagramme $\text{TiO}_2 + \text{V}_2\text{O}_3$ vs $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ de Grigsby, 1990. Ce diagramme permet une discrimination des environnements grâce aux éléments contenus dans les magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin, ainsi que de plusieurs plutons felsiques et intermédiaires de la Sous-province de La Grande.

La faiblesse de la précédente étude est le filtre utilisé pour séparer les magnétites hydrothermales des magnétites magmatiques. Étant donné que les échantillons récoltés viennent de différents gisements, seules les magnétites avec un total d'éléments en traces <2 % sont gardées pour la réalisation des diagrammes discriminant pour les magnétites hydrothermales. Au-delà de 2 %, les magnétites sont considérées comme magmatiques. Les auteurs n'ont pas pris en compte que les roches provenant de sources plutoniques/volcaniques felsiques ont aussi une teneur très faible (Grigby, 1990).

4.6.2. Source plutonique, felsique et intermédiaire

Contrairement aux magnétites hydrothermales (Dupuis et Beaudoin, 2011), il n'existe pas encore de diagramme discriminant pour les magnétites issues de roche plutonique ou volcanique felsique ou intermédiaire. Nous allons donc utiliser des spectres multi-éléments contenus dans la magnétite, normalisés par la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003), allant du moins compatible au plus compatible avec la structure de la magnétite (Dare *et al.*, 2012), afin de faciliter l'interprétation des données et donc d'identifier les sources possibles. La discrimination s'effectue sur les éléments les plus compatibles avec la magnétite tel que le Cr, Ni, V, Co, Zn, Ti, Mg, Mn et Al, et à un degré moindre avec Ga, Ge, Ta, W, Sc et Sn. Les éléments Si, Ca, Y, P, Pb, Zr, Hf, Nb, Cu et Mo sont associés à la présence d'inclusions.

Si on regroupe l'ensemble des analyses des magnétites de la Formation de Magin et qu'on les compare avec celles de la Formation de Keyano, on remarque que les spectres des deux formations (figure 30) ne diffèrent que légèrement. La Formation de Magin montre des variations plus importantes en divers éléments, dont le Nb, Ta, Ga, V, Ni et Cr que celle de la Formation de Keyano.

Les spectres des 50 magnétites provenant des grès de la Formation de Magin montrent quatre signatures distinctes (figure 31). Les signatures peuvent être interprétées en fonction de quatre sources différentes. Une source semble riche en V et Cr (bleue), une autre est appauvrie en Cr mais riche en V et en Ni (verte), puis une autre semble fortement enrichie en Cr (violette) et une dernière semble plus appauvrie en V, Ni et Cr (rouge) que les deux précédentes. La première source (bleue) est représentée par toutes les magnétites analysées des échantillons 7504-A3, A5, A6 et A7, ainsi que la plupart des échantillons 7504-A1 et A2 soit 35 magnétites. La seconde source (verte) est représentée par les spectres des magnétites des échantillons 7504-A8-1, A8-2 et A8-5 (3 magnétites). La troisième source (violette) est représentée par les magnétites 7504-A1-1, A1-4 et A2-3 (3 magnétites). La dernière source (rouge) est représentée par les spectres des magnétites 7504-A8-3, A8-4, A8-6 et par toutes les magnétites analysées de l'échantillon 7504-A4 (9 magnétites). En recoupant la signature des sources avec la position stratigraphique des échantillons, nous pouvons ainsi établir la position stratigraphique des sources (figure 6). La source 1 (bleue) est présente sur tout le long de la coupe. Elle représente la source principale de la Formation de Magin. La source 3 (violette) n'est présente qu'à la base de la

formation. La source 4 (rouge) s'établit de la base au milieu de la formation. La source 2 (verte) ne se situe qu'au centre de la formation. L'analyse lit par lit des magnétites de Magin permet donc de distinguer une évolution temporelle des sources des magnétites. Une telle étude n'a pas été effectuée pour la Formation de Keyano. De plus, les faibles écarts de valeurs des éléments analysés pour la Formation de Keyano (figure 30) laissent entrevoir la possibilité qu'une telle analyse n'aurait pu permettre de déterminer aussi aisément une telle évolution temporelle (différences de la base vers le sommet).

Par contre, si l'on compare les données de la Formation de Keyano avec les diverses sources proposées pour la Formation de Magin, on note une forte concordance entre la Formation de Keyano et la signature de la source 1 (bleu) de la Formation de Magin (figure 32). Ceci appuierait encore plus fortement l'existence d'une source commune pour une partie des deux formations.

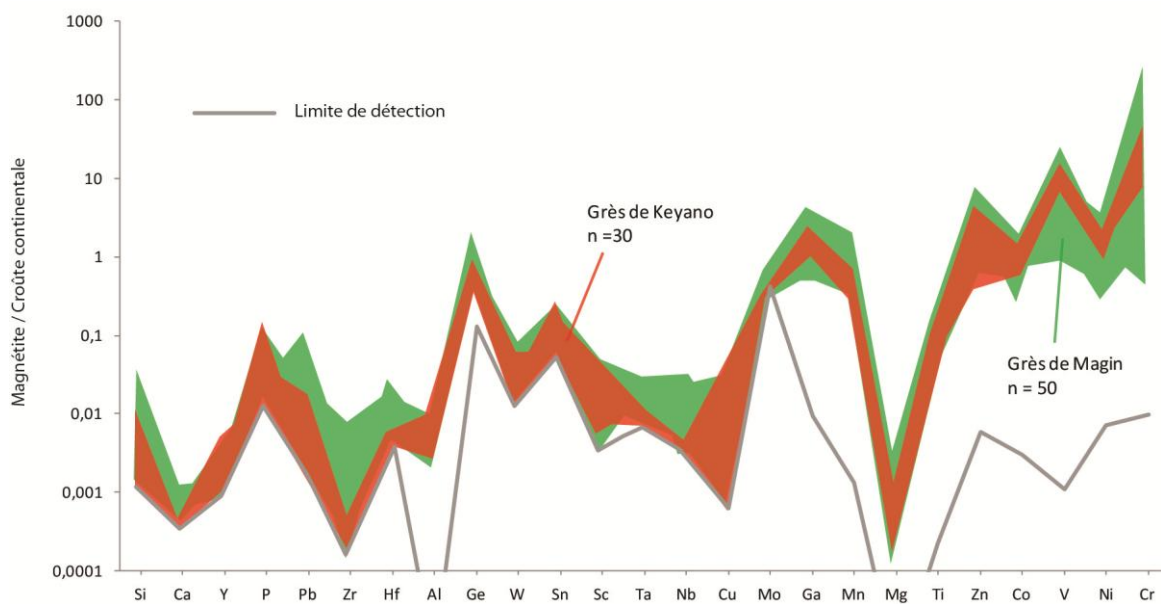


Figure 30 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation de Keyano (rouge) et de la Formation de Magin (vert) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

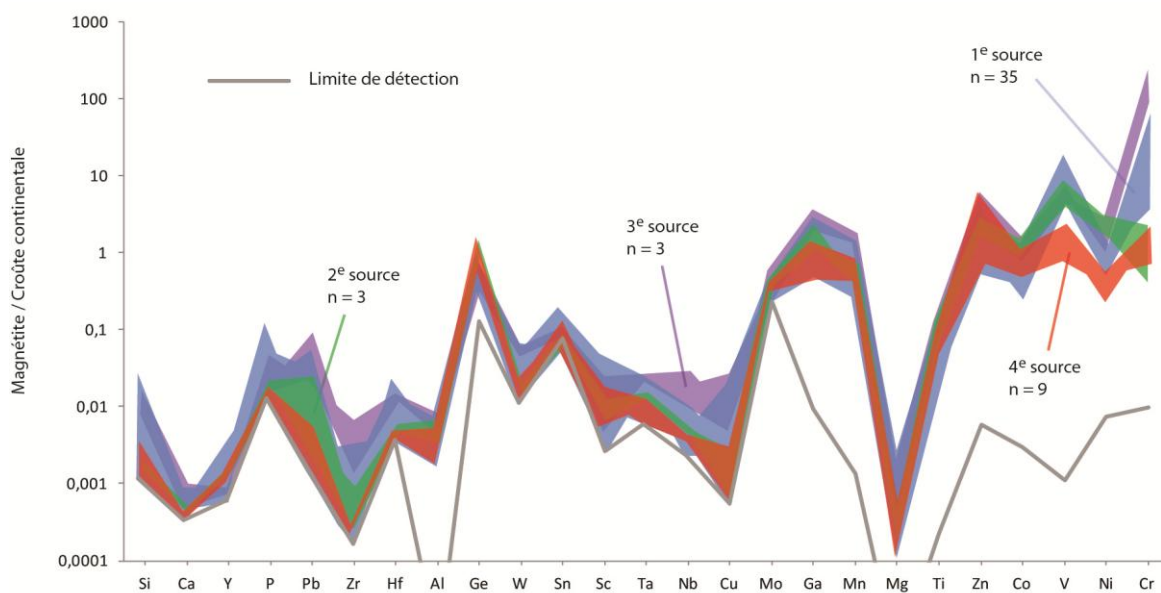


Figure 31 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation de Magin normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

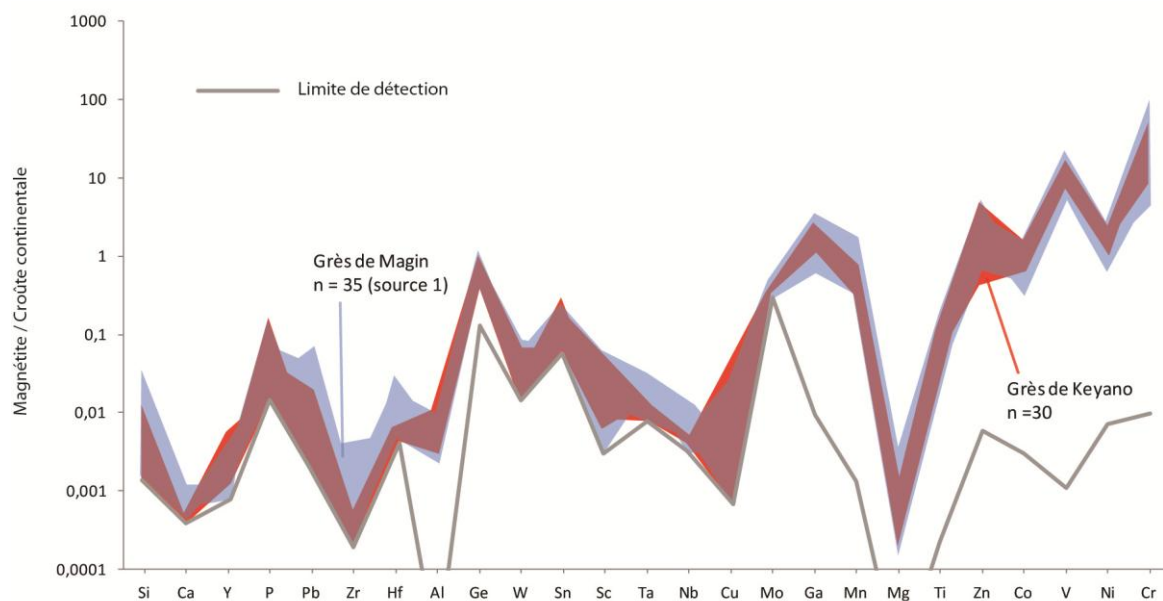


Figure 32 : Comparaison entre les spectres multi-éléments contenus dans les magnétites (voir annexe 8.8) d'une source des grès de la Formation de Magin (bleu : 11-QD-7504-A8-3, 11-QD-7504-A8-4, 11-QD-7504-A8-6, et tout l'échantillon 11-QD-7504-A4) et les magnétites des grès de la Formation de Keyano (rouge) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

Les spectres des 16 magnétites provenant du claste de chert sont comparés aux spectres des 30 magnétites issues des grès de Keyano (figure 33). Les magnétites issus des grès de la Formation de Keyano possèdent des concentrations plus élevées en Co, Ni et Cr que le claste de chert. Nous déduisons donc que les magnétites des grès ne proviennent pas de ce type de lithologie. La source responsable de telles magnétites possède une composante plus mafique que le chert ferrugineux puisqu'elle est enrichie en Co, Ni et Cr.

Le spectre du claste de formation de fer de la Formation de Magin semble très distinctif (figure 34). Il est appauvri en Ti, Co, V, Ni et Cr. Ces éléments sont typiques d'une source mafique. Hors le fluide responsable des formations de formation de fer est l'eau de mer, qui lui est appauvri en ces éléments et enrichi en d'autres éléments « mafiques » (Mg, Ca, etc.) provenant des minéraux solubles de l'altération des roches ferromagnésiennes (Arora *et al.*, 1995). Aucune magnétite issue des grès de Magin et de Keyano ne possède un spectre appauvri autant que ce claste de formation de fer. Celui-ci ne provient donc pas de la source principale des magnétites des grès de ces deux formations malgré sa présence dans le conglomérat de la Formation de Magin.

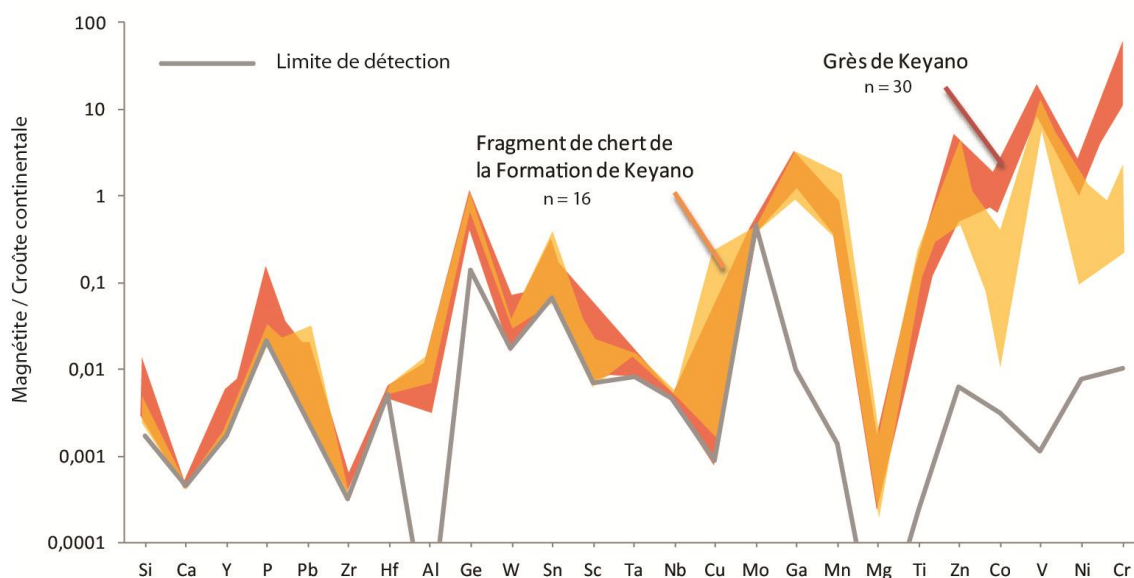


Figure 33 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des grès de la Formation Keyano (rouge) vs fragment de chert de la Formation de Keyano (orange) normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

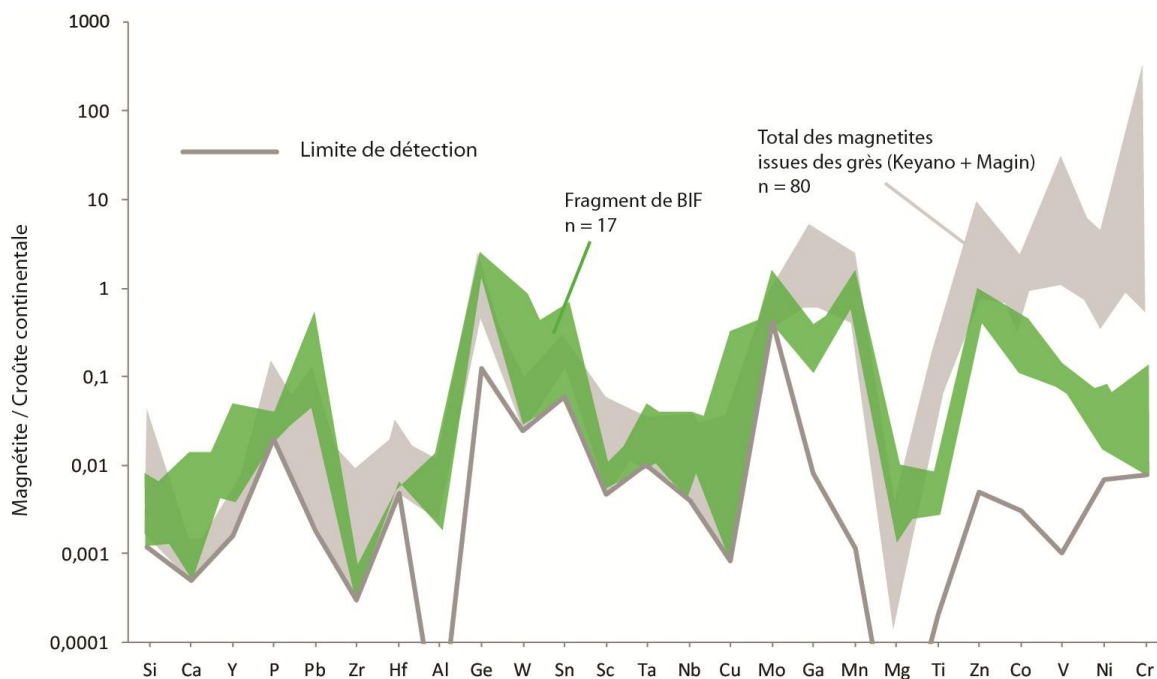


Figure 34 : Spectres multi-éléments des magnétites du fragment de formation de fer (BIF) et dans les grès des formations de Keyano et de Magin normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

Comme la taille des débris est en lien avec la distance de transport, la composante mafique des magnétites des grès pourrait venir d'une source plus distale que celles des conglomérats. À l'Archéen, la météorisation était très intense (Eriksson *et al.*, 2004). On pourrait aussi proposer que les roches plus mafiques ont été plus intensément affectées par la météorisation chimique que les roches volcaniques felsiques. Dans un tel cas avec un transport long, seuls les constituants mécaniquement et chimiquement résistants des roches mafiques, comme la magnétite, se trouveraient présents dans les grès. Dans un contexte de transport plus court, plus de sources mafiques sont présents dans les conglomérats (Mueller *et al.*, 1991). Dans les conglomérats, cela signifierait aussi une rareté relative des clastes mafiques, ce qui est conforme aux observations de terrain. Les cherts ferrugineux et formations de fer (siliceuses), sont mécaniquement et chimiquement résistants. Le démembrement de leurs constituants (quartz polycristallin et magnétite) est donc plus difficile. Ceci pourrait donc expliquer la rareté relative de magnétite de cette source dans les grès alors que des clastes de ces roches sont présents dans les conglomérats. Il serait nécessaire d'avoir plus d'analyses de ce type de clastes pour vérifier la variation des éléments, afin de vérifier la représentativité des magnétites de ces cherts et formation de fer.

L'étude sédimentologique suggérait que la source la plus probable des magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin soit la même source que les cherts ferrugineux et les formations de fer qui sont présents dans les conglomérats de ces deux formations. Toutefois, les analyses chimiques des magnétites n'appuient pas cette hypothèse. Les roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région contiennent aussi

de la magnétite (chapitre précédent; Ishihara, 1977). Afin de vérifier si ces plutons aux alentours des deux formations pourraient être la source recherchée, nous avons analysé des magnétites extraites d'échantillons pris parmi divers plutons régionaux, de même que parmi les clastes de roches intrusives felsiques des conglomérats de ces formations.

La sélection des plutons a été faite en fonction de la disponibilité des échantillons provenant de la collection du MERN et de la présence de magnétite dans ces échantillons. Pour compléter cette étude, il faudrait analyser un plus grand nombre de plutons dont, entre autres, ceux de la Sous-province de Minto, au nord, qui sont généralement plus magnétiques. Les roches intrusives sélectionnées sont (figure 2, annexe 8.11) : la Suite de Bezier (Bandyayera *et al.*, 2011), les Intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 1998a), le Complexe de Langelier (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 2000; Bandyayera *et al.*, 2011, 2013), la Suite de Salleneuve (Simard et Lafrance, 2011a, 2011b), le Pluton de Nochet (Hammouche *et al.*, en préparation), la Syénite du Lac Bruce (Goutier *et al.*, 1999b), l'Intrusion de Kamusaawach (Goutier *et al.*, en préparation), le Pluton de poste Le Moyne (Goutier *et al.*, 2002; Bandyayera *et al.*, 2013), le Pluton de Fontay (Bandyayera *et al.*, 2013) et le Pluton de Radisson (Goutier *et al.*, 2001a).

Nos données permettent d'observer que chaque pluton possède une signature particulière, permettant de les différencier entre eux (figure 35). Ceci est donc potentiellement intéressant pour identifier la source. Ces plutons n'étant pas encore tous datés, ceci limite la réflexion sur un choix basé sur leur âge. Toutefois, sur la base des datations disponibles plusieurs plutons sont à écarter. Par exemple, la Suite de Bezier, les intrusions de Duncan et le Pluton de Radisson sont possiblement plus jeunes que les

formations de Magin et de Keyano. Les plutons de Moly (2740 – 2710 Ma; Chapon, 2011) et de Semonville (2746 ±5 Ma; Goutier *et al.*, en préparation; David inédit 2013) seraient à échantillonner. Malgré une certaine homogénéité des données, certains éléments ont une grande variabilité dans les magnétites. C'est notamment le cas pour le Cr. Cet élément n'est présent dans la magnétite qu'en fonction de la compétition avec d'autre phase minérale dans le magma. Lorsque le Cr est légèrement appauvri dans la magnétite, il y a eu possiblement présence d'autres oxydes tel que la chromite ou l'ilménite lors de première différenciation du magma plus mafique.

Quatre sources légèrement distinctes ont été reconnues des magnétites de la Formation de Magin. En comparant en détail les spectres des plutons, il serait possible d'identifier des sources ponctuelles (figure 35). La source 3 de la Formation de Magin (violet, figure 31) possède des magnétites riches en Cr. La Suite de Salleneuve semble elle aussi posséder des magnétites riches en Cr. Cette suite ou une autre d'une même série magmatique pourrait donc constituer une source possible pour ces magnétites riches en Cr. L'Intrusion de Kamusaawach possède un appauvrissement en Ni et en Cr, pouvant également ressembler à la source 2 de la Formation de Magin (vert, figure 31). La source 4 (rouge, figure 31) de la Formation de Magin ressemble à la signature des magnétites du Pluton de Nochet. Pour finir, la source 1 de Magin (bleu figure 31), qui est similaire à la source de la Formation de Keyano, semble être le Complexe de Langelier. Le Langelier résulte d'une longue histoire magmatique possédant plusieurs épisodes, offrant une grande variabilité d'éléments dans les magnétites.

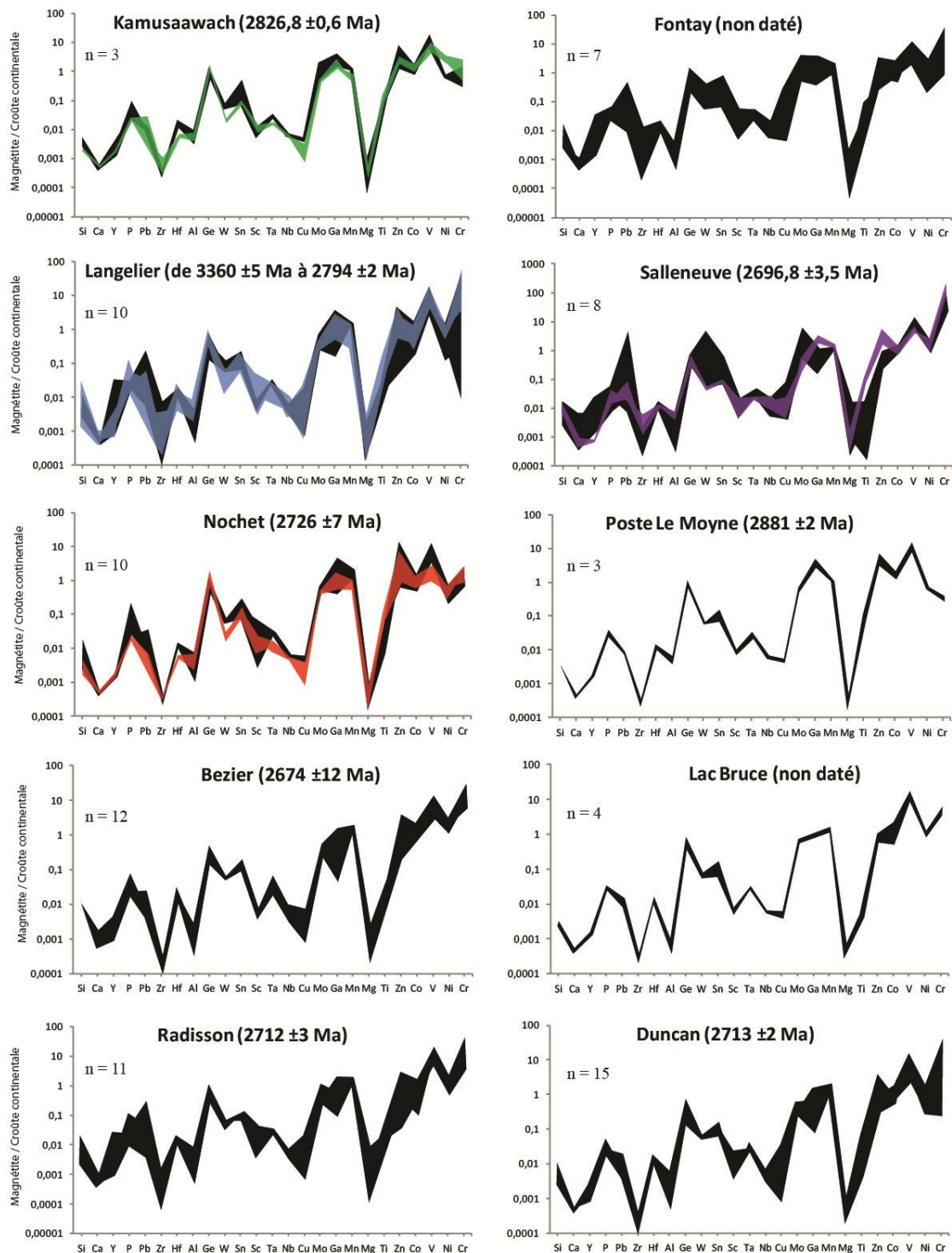


Figure 35 : Spectres multi-éléments des magnétites des plutons de la Sous-province de La Grande normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). Les signatures des magnétites de la Formation de Magin (figure 31) sont ajoutées : la première source (bleu) au Complexe du Langelier; la seconde source (verte) à l'Intrusion de Kamusaawach; la troisième source (violette) à la Suite de Salleneuve; et la quatrième source (rouge) au Pluton de Nochet. n = nombre de magnétites.

L'ensemble des spectres multi-éléments des précédents plutons sont rassemblés à la figure 36. Ce nouveau spectre sert de spectre typique de plutons felsiques et intermédiaires de La Grande pour les éléments en traces contenus dans la magnétite, et pourraient servir, à l'avenir, comme une banque de données comparative à une étude de provenance. Les spectres des magnétites issues de gisements de Fe-Ti-V et Fe-Ti-P de l'étude de Dare *et al.* (accepté) sont été ajoutés à la figure 36 à titre comparatif. Les magnétites provenant de gisement de Fe-Ti-V représentent des magnétites primitives, issues de roches ultramafiques. Les magnétites des gisements de Fe-Ti-P sont trouvées dans une unité supérieure d'une intrusion mafique à ultramafique et sont donc évoluées. Les magnétites issues de roches ultramafiques à intermédiaires sont enrichies en Al, Sc, Ta, Nb, Mg, Ti, V et Zn par rapport aux magnétites de roches felsiques et intermédiaires du La Grande (figure 36). La différence majeure entre les magnétites provenant de roches ultramafiques à intermédiaires, est la teneur en Ni et en Cr, plus haute dans les roches ultramafiques. Les étalements des teneurs en Ni et en Cr des magnétites de plutons du La Grande sont dus à la compétition minérale lors de la cristallisation (voir section suivante). Les roches ultramafiques vont premièrement cristalliser des chromites qui vont assimiler le Cr dans leur composition. Par la suite, les magnétites et les orthopyroxènes cristallisent et sont donc en compétition pour cet élément. Lors de la cristallisation des plutons felsiques et intermédiaires du La Grande, qui sont très appauvris en Cr, les magnétites sont les seules minéraux acceptant cet élément dans leur structure. Elles assimilent donc la totalité de Cr présent dans le jus interstitiel, que peu d'autres minéraux peuvent prendre, permettant une variabilité de la teneur suivant la concentration présente dans le système.

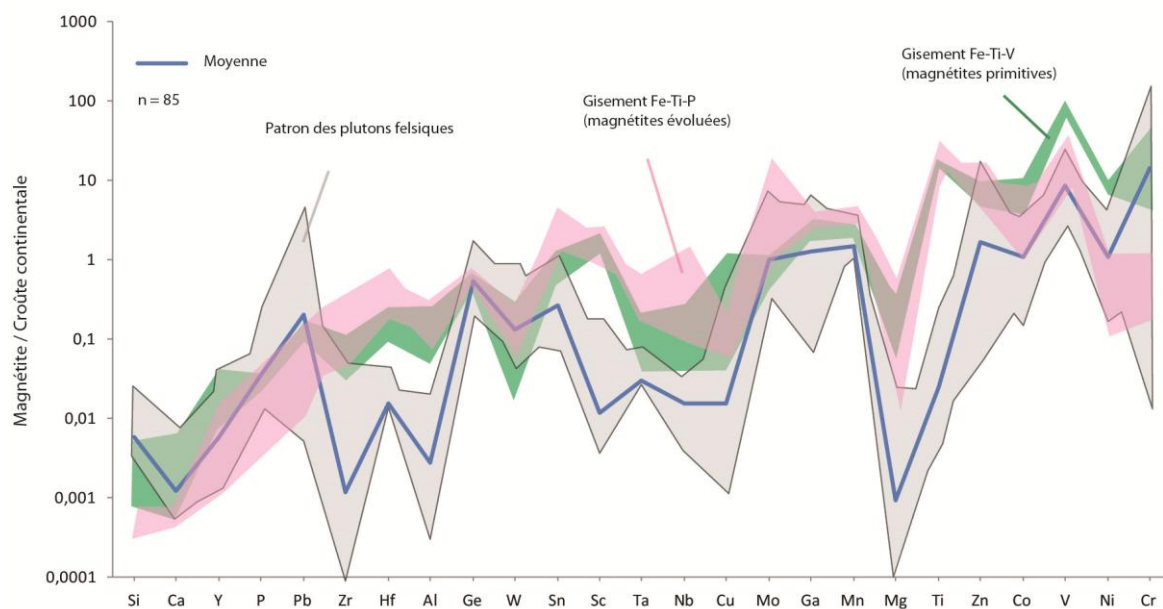


Figure 36 : Spectres multi-éléments contenus dans les magnétites des plutons felsiques comparés aux magnétites de roches mafiques (issues d'un gisement Fe-Ti-V) et de roches intermédiaires (issues d'un gisement Fe-Ti-P) provenant de l'étude de Dare *et al.* (2014), normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003); n = nombre de magnétites.

De nombreux plutons régionaux sont des tonalites, mais plusieurs plutons sont de composition intermédiaires Afin de vérifier quelle serait la composition de l'intrusion à la source la plus probable des magnétites des formations de Magin et de Keyano, des clastes des conglomérats contenant des magnétites ont été recherchés, mais peu ont été trouvés. Seul un claste d'une tonalite 1 et un claste de monzodiorite quartzifère de la Formation de Keyano, comprennent des magnétites assez grosses pour pouvoir les analyser au LA-ICP-MS. Deux spectres multi-éléments des magnétites issues de ces deux clastes sont présentés dans la figure 37. Ces deux spectres rentrent dans la zone de variation des plutons du La Grande (figure 36). Ceci confirme le lien de parenté possible entre ces deux lithologies et les plutons régionaux.

Les spectres de ces deux lithologies peuvent aussi être comparées avec les diverses sources identifiées de la Formation de Magin (figure 31). Nous pouvons observer une similarité entre le spectre de claste de monzodiorite quartzifère et le spectre des magnétites issues de la Formation de Keyano, et donc aussi de la source 1 des magnétites de la Formation de Magin (figure 33). Par contre, aucune ressemblance n'est possible avec la tonalite de type 1.

L'échantillonnage des magnétites contenues dans des cailloux des conglomérats des formations de Magin et de Kayano est nettement insuffisant pour tirer des conclusions fortes. Toutefois, l'examen pétrographique de nombreux cailloux montrent que peu d'entre eux contiennent des magnétites. Afin d'avoir les nombreuses lamines riches en magnétite observées dans les grès, on doit donc conclure que beaucoup de roches plutoniques pauvres en magnétite ont été érodées. Ceci pourrait supporter l'existence de forts taux d'érosion proposés à l'Archéen. Alternativement, il serait possible d'envisager une source avec des plutons riches en magnétite, tel que les plutons au nord de la Sous-province de La Grande qui possèdent de fortes anomalies magnétiques. Toutefois, aucun caillou d'une telle source n'a été observée dans les conglomérats étudiés.

Tous les spectres de magnétites recueillies dans les deux formations sédimentaires rentrent dans les zones de variations du spectre des plutons felsiques et intermédiaires (figure 35 et 36). Les sources principales des deux formations sont donc des plutons régionaux. Les magnétites ne sont pas issues de roche volcanique et hydrothermale.

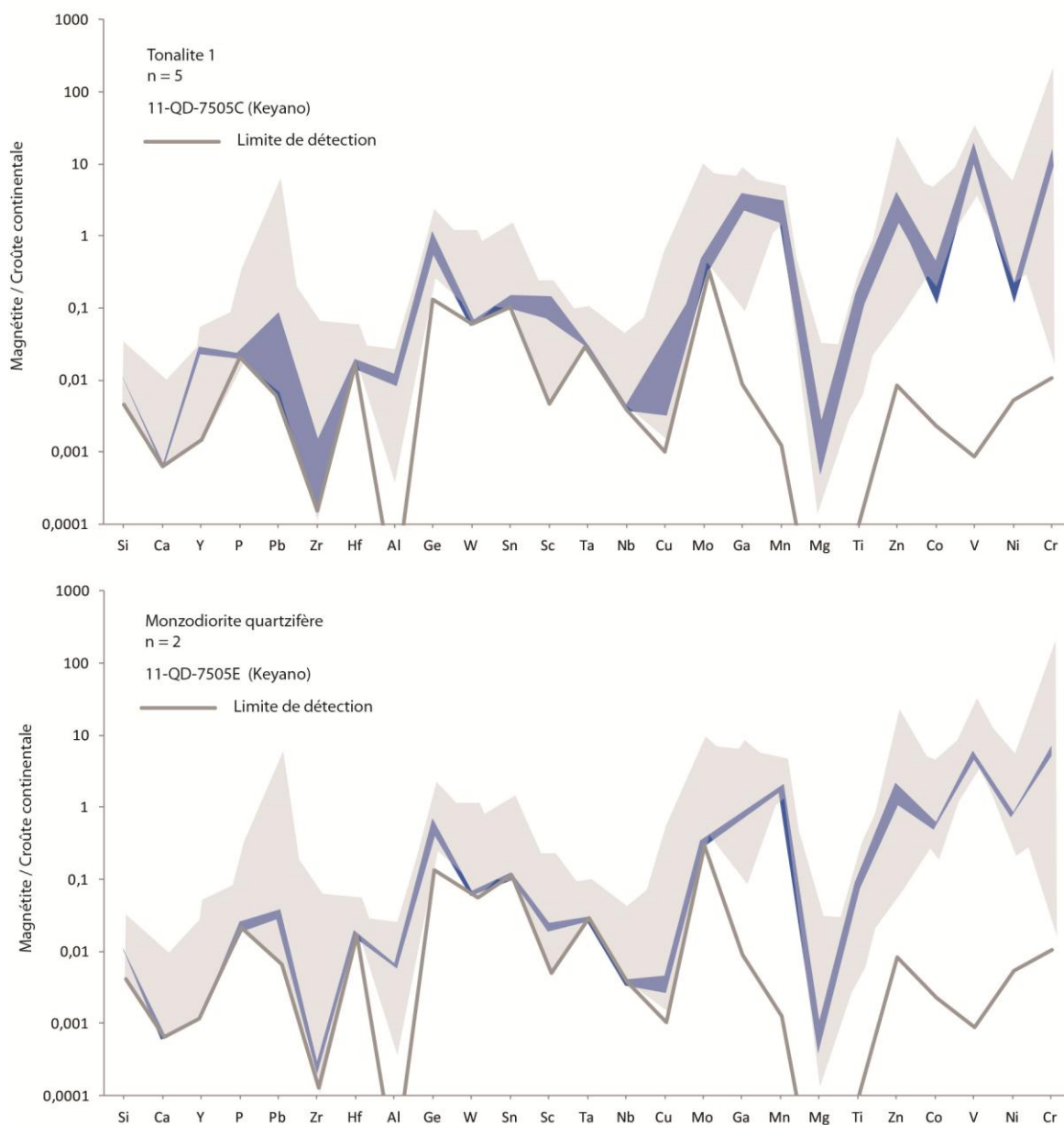


Figure 37 : Spectres multi-élément des magnétites des clastes de tonalite 1 et de monzodiorite quartzifère de la Formation de Keyano, normalisés à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). Le spectre des magnétites de plutons felsiques et intermédiaires du La Grande (figure 36) est ajouté. n = nombre de magnétites.

4.7. Source hydrothermale

Singoyi *et al.* (2006), Dupuis et Beaudoin (2011) et Nadoll *et al.* (2012 et 2014) ont travaillé sur les magnétites hydrothermales. Les premiers auteurs ont cherché à réaliser une classification pour séparer les magnétites issues de différents contextes. L'utilisation rationnelle des diagrammes de Dupuis et Beaudoin (2011) fait appel à une suite logique dans la détermination de la source du gîte. Dans notre étude (figure 38), seuls les deux diagrammes pertinents sont utilisés (Dupuis et Beaudoin, 2011). Nous remarquons dans le diagramme Sn/Ga versus Al/Co (figure 38A) que les magnétites des plutons et des grès tombent dans le champ des IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*), alors que celle issues du fragment de formation de fer tombent dans le champ des VHMS (*Volcanic High Massive Sulfide*). Sur le diagramme Ca+Al+Mn versus Ti+V (figure 38B), les magnétites des plutons et des grès chevauchent les champs des IOCG, des IOA (Kiruna, gisement riche en apatite) et des porphyres. Dans le diagramme Ni/(Cr+Mn) versus Ti+V (figure 38C), les magnétites de cette étude tombent en dehors des champs définis par l'étude de Dupuis et Beaudoin (2011). La raison pourrait être l'absence d'un champ de plutons felsiques et intermédiaires, ainsi qu'un champ de formation de fer de type Algoma. Le claste de formation de fer provenant de la Formation de Magin se trouve en dehors de son champ respectif (figure 38B et 38C). Ceci est dû à sa forte concentration en Mn et à sa faible concentration en Ti+V. De plus, la zone des formations de fer protérozoïque d'après Dupuis et Beaudoin (2011) n'est définie que par trois échantillons de magnétites. Il y aurait donc lieu d'élargir cette zone avec les magnétites des formations de fer archéennes de type Algoma de la Formation de Magin. Cependant, si les oxydes sont pré- syn- ou post-

martitisation, ils auront des teneurs très différentes en éléments en traces (Angerer *et al.*, 2013). En effet, lors de la transition de magnétite à hématite, les éléments en traces sont expulsés parce qu'il y a beaucoup moins de substitutions possibles. Mais l'enrichissement tardif, grâce à un fluide minéralisateur, tel que des magnétites issus de gisements (Dupuis et Beaudoin, 2012), permet de regagner une certaine quantité d'éléments en traces. Ceci aurait pour effet d'avoir un champ de formation de fer beaucoup plus large.

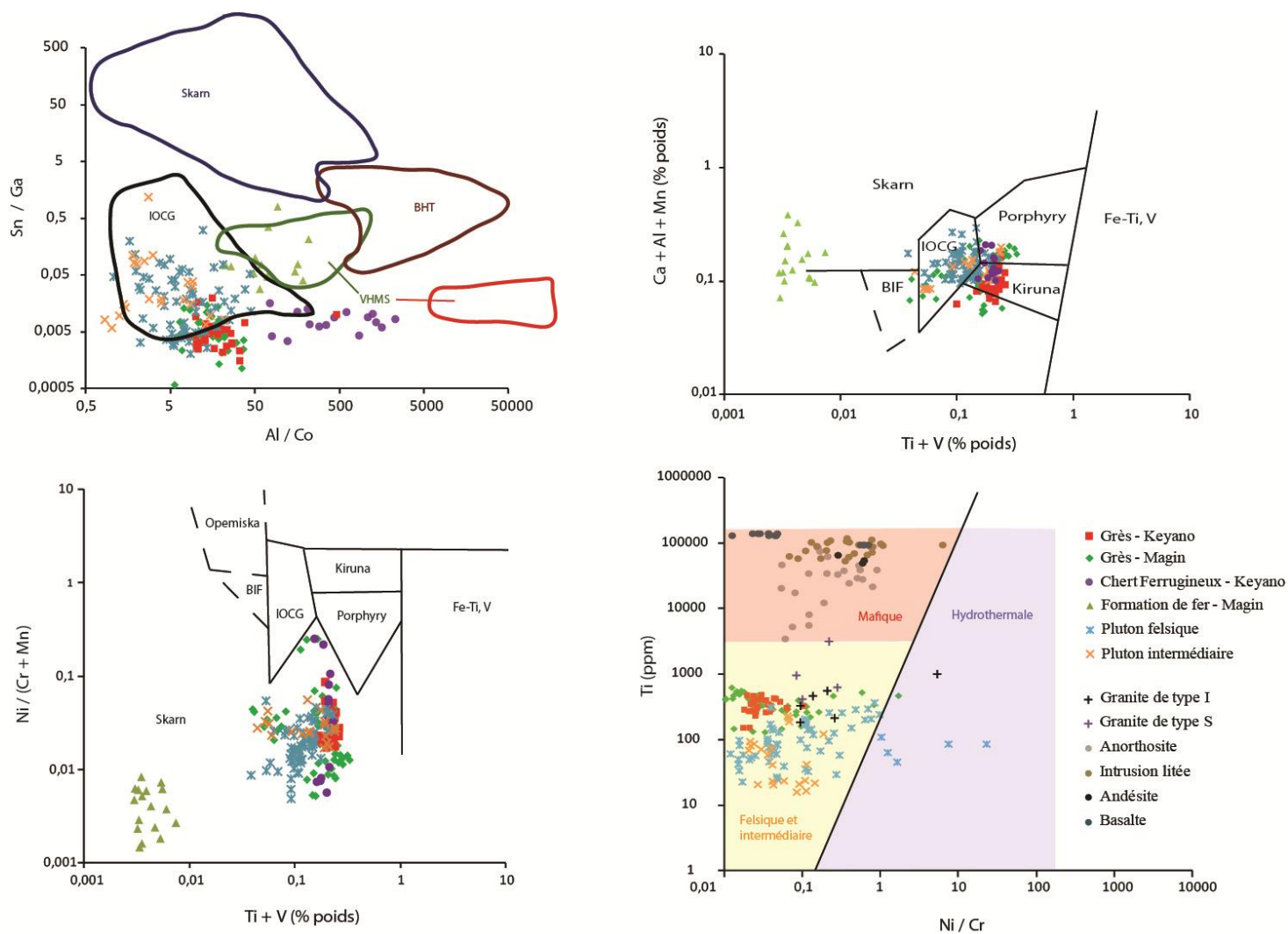


Figure 38 : A) Diagramme Al/Co vs Sn/Ga (Singoyi *et al.*, 2006); B) Ti+V vs Ca+Al+Mn (Dupuis et Beaudoin, 2011); C) Ti+V vs Ni/ (Cr+Mn) (Dupuis et Beaudoin, 2011); D) Ni/Cr vs Ti (Razjigaeva et Naumova, 1992; Gregory, 2006; Méric, 2011; Potvin-Doucet, 2012; Martin-Tanguay, 2012; Dare *et al.*, 2014). L'ensemble de ces diagrammes se base sur les éléments contenus dans la magnétite. VHMS = Volcanic Hosted Massive Sulphide; BHT = Broken Hill Type; IOCG = Iron Oxide Copper Gold; BIF = Formation de fer.

La concentration du Ti, Ni et Cr varie suivant l'environnement (Dare *et al.*, 2014). Les différents facteurs contrôlant la mise en place des éléments des magnétites sont : 1) la concentration de l'élément dans le liquide ou le fluide au moment où la magnétite cristallise; 2) la compétition avec les autres minéraux cristallisant en même temps que la magnétite; 3) et le coefficient de partage de l'élément avec la magnétite qui varie suivant la composition, la température, la pression, la fugacité de l'oxygène et la vitesse de refroidissement (Whalen et Chappel, 1988; Frost et Lindsley, 1991; Ghiorso et Sack, 1991; Nadoll *et al.*, 2012, 2014; Mollo *et al.*, 2013; Dare *et al.*, 2014). De plus, ces éléments sont plus ou moins immobiles lors de leur remobilisation par des fluides conduisant à des gisements hydrothermaux (Nadoll *et al.*, 2014). Le Ni semble plus soluble que le Cr dans les fluides hydrothermaux (Dare *et al.*, 2014). C'est grâce à l'ensemble de ces processus que ces trois éléments permettent une discrimination des environnements.

Sur le diagramme (figure 38D) présentant le Ti vs Ni/Cr (Dare *et al.*, 2014), nous pouvons séparer les magnétites hydrothermales des magnétites magmatiques. La vaste majorité des magnétites sont d'origine « magmatique » bien que quelques échantillons tombent dans le champ « hydrothermal ». En ajoutant des données de la littérature (Razjigaeva et Naumova, 1992; Gregory, 2006; Méric, 2011; Potvin-Doucet, 2012; Martin-Tanguay, 2012; Dare *et al.*, 2014), nous proposons de modifier le diagramme original afin de séparer la zone des magnétites magmatiques en deux parties : un champ felsique à intermédiaire et un champ mafique. Ainsi, ce diagramme devrait être utilisé avant la classification de Dupuis et Beaudoin (2011), pour d'abord séparer les magnétites hydrothermales des magnétites magmatiques.

4.8. Conclusion

Le but du présent chapitre était d'utiliser la géochimie des magnétites présentes dans les grès afin de bonifier l'identification des sources de ces sédiments. L'hypothèse envisagée était que les magnétites provenaient du démantèlement de clastes riches en magnétites contenus dans les lits de conglomérats interstratifiés avec les grès, comme les formations de fer de type Algoma et les cherts ferrugineux. D'après le diagramme de Grigsby (1990), l'ensemble des magnétites des grès proviennent de roches plutoniques ou volcaniques felsiques ce qui est confirmé par la géochimie, en utilisant les spectres multi-éléments des éléments en traces contenus dans les magnétites (Dare *et al.*, 2012). Plusieurs plutons de la Sous-province de La Grande pourraient être la source des formations de Magin et de Keyano. Les analyses de magnétites provenant de ces plutons suggèrent que la source commune la plus probable pour ces deux formations est celle du Complexe de Langelier. De légères variations stratigraphiques de compositions des magnétites de la base vers le sommet de la Formation de Magin et une hétérogénéité des données des magnétites du Complexe de Langelier pourraient s'expliquer par une érosion différentielle de ce dernier ou par d'autres plutons. L'utilisation des travaux récents de Dare *et al.* (2014) confirment que les magnétites ne sont pas d'origine hydrothermale mais bien d'une source magmatique felsique ou intermédiaire. Une partie des résultats découle d'un nombre limité d'échantillons. Il y aurait donc lieu de poursuivre des travaux de même nature.

Grigsby (1990) a réalisé un organigramme de provenance basé sur la nature et la morphologie d'inclusions dans les magnétites et les ilménites. Il peut ainsi discriminer des sources felsiques et mafiques. De telles inclusions n'ont pas été notées dans les magnétites

étudiées. Par contre, d'autres inclusions sont présentes. Il y a donc lieu de s'interroger s'il serait possible d'utiliser les inclusions d'apatites pour préciser la source des magnétites ? Une revue rapide de la littérature indique que cette hypothèse mériterait plus d'attention puisque les gîtes porphyriques ne contiennent que très peu, voir pas d'apatite, contrairement au gîte gîtes de fer \pm apatite (IOA) et gîtes à oxydes de fer cuivre-or (IOCG), selon Williams (2010), alors que les granites en renferment souvent (Bea, 1996).

CHAPITRE V

DISCUSSION SUR LE MODÈLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Les objectifs des chapitres précédents étaient de tester diverses méthodes pour caractériser trois formations de métasédiments archéens, riches en lits de grès et de conglomérats, et donc identifier les méthodes appropriées de corrélation entre celles-ci. Ce faisant, des diagrammes destinés à l'origine à identifier des degrés de météorisation, des environnements de dépôts et des environnements tectoniques ont été utilisés afin de vérifier leur potentiel comme outils de corrélation. Toutefois, le réalisme du contexte paléogéographique et géodynamique ainsi identifié n'a pas été examiné de façon critique. L'objectif du présent chapitre sera donc de combler cette lacune.

L'analyse sédimentologique et la pétrographie des grès et des conglomérats, de même que leur géochimie, indique que les compositions des sédiments étudiés ont été influencées par : 1) la composition de la roche à la source; 2) les processus de transport et de sédimentation, comme le tri; 3) et l'altération chimique en générale (météorisation, diagenèse, métamorphisme).

5.1. Modèle sédimentologique

Un lithofaciès est défini sur la base de compositions, textures et structures qui permettent de le distinguer des faciès adjacents (Walker et James, 1992). Ce sont des éléments acquis lors des processus de transport et de sédimentation. L'analyse des divers faciès et assemblages de faciès permet de proposer des environnements sédimentaires.

L'analyse de faciès des trois formations à l'étude expose les caractéristiques de sédiments déposés par un courant unidirectionnel en régime d'écoulement permanent, où domine un transport et une sédimentation en traction. Un tel écoulement est typique des systèmes alluviaux à rivière tressée à barres de gravier et de sable (Miall 1978, 1985, 1986 et 1992). Les études sédimentologiques/stratigraphiques et pétrographiques (chapitres I et II) convergent et favorisent un contexte sédimentaire alluvial, qui est typique de l'Archéen (Corcoran et Mueller, 2004b) et qui porte le nom de sédimentation de type Timiskaming (Thurston et Chivers, 1990; Legault et Hattori, 1994). Cependant, les niveaux de conglomérat de la Formation de Keyano (Aky5) sont mineurs sur l'ensemble de l'unité. On ne peut donc pas présumer que toute la Formation de Keyano soit de type Timiskaming. Il pourrait s'agir dans ce cas d'une rivière se déversant dans un grand bassin. Dans l'Archéen, la distribution de lithofaciès interprétés comme typiques d'un système de rivières tressées est présumée se développer principalement dans un environnement de cônes alluviaux ou de grandes plaines tressées (figure 39; Krapez et Barley, 1987). Les cônes alluviaux sont caractérisés par une forte pente, souvent associés à des failles actives. Plus en aval, se développent des rivières en tresses sur une pente plus douce typique des plaines tressées à réseau de chenaux sinueux. Ce type de sédimentation est caractérisé par un transport d'une charge de fond importante et essentiellement composé de sédiment grossier. Elle est interprétée comme produite lors de l'érosion de collisions d'arcs insulaires (syn-orogénique Goutier *et al.*, 2010) typiques des ceintures de roches vertes archéennes et souvent mis en place en marge de failles actives, ou déposée en contacts discordants avec des roches volcano-plutoniques (Mueller et Corcoran, 1998). La composition et la nature alluviale des

sédiments des trois formations à l'étude favorisent un dépôt généralement en fin d'un cycle tectonique alors que domine l'érosion de reliefs topographiques adjacents (Mueller et Donaldson, 1992). En cela, elles se comparent à diverses autres dépôts archéens du sud de l'Abitibi, incluant des dépôts post orogénique comme la Formation de Duparquet (Mueller *et al.*, 1991), le bassin de Lalla Rookh du craton de Pilbara en Australie (Krapez et Barley, 1987) et le Groupe de Moodies de la ceinture de roches vertes de Barbeton en Afrique du Sud (environ 3,0 Ga; Eriksson, 1978). Ce type de sédimentation semble donc présent à différents endroits au cours du Mésoarchéen et du Néoarchéen et est donc parmi l'une des premières successions sédimentaires cratoniques à être préservée (Eriksson, 1978; Eriksson *et al.*, 1998).

Les lithologies des clastes des conglomérats donnent également des informations sur l'environnement du bassin. Pour les trois formations à l'étude, les nombreux clastes de tonalites confirment la présence à la source d'un socle sialique de base tonalitique (Barragar et McGlynn, 1976). De telles roches abondent dans la région présentement (Thériault et Beauséjour, 2012). Différents plutons felsiques devaient donc percer la couverture volcanique des arcs magmatiques afin d'alimenter des bassins sédimentaires adjacents. Les fragments de formation de fer supportent l'existence d'une source volcanique avec activité hydrothermale (confirmé par le diagramme de la figure 38A) riche en fer à proximité. Une telle source à l'Archéen est présumée découler de la circulation de fluides magmatiques le long de grandes failles en marge d'un bassin en baïonnette. La sédimentation se serait faite en milieu subcontinental à haute énergie avec une faible profondeur d'eau et une atmosphère réductrice riche en CO₂ (Young, 1991; Trendall, 2002).

Les autres clastes de basaltes, pyroxénites et komatiites indiquent des sources mafiques plutoniques et volcaniques éphémères car sensibles à l'activité tectonique et à la météorisation. Elles permettent une variabilité de composition pour chaque bassin et sont facilement érodables.

Dans la région, on ne peut pas identifier la nature du matériel sur laquelle le conglomérat repose en discordance. De ce fait, on ne peut pas évaluer la contribution du socle sous-jacent et donc la proximité de la source. Aujourd'hui, la probabilité de trouver sur le terrain la source d'origine est mince. Comme discuté dans la section 3.3.8, les cailloux de roches mafiques sont facilement altérables car ils sont mécaniquement et chimiquement peu résistants, d'autant plus avec le climat agressif de l'Archéen et la haute énergie des courants fluviaux. Les problèmes majeurs des formations de Brune, de Keyano et de Magin sont : l'abondance de clastes de tonalite avec peu de distinction, l'absence de discordance d'érosion observée et les contacts tectoniques post sédimentation. Cependant les plutons tonalitiques sont plus résistants. Malgré l'intense érosion qui s'est produite jusqu'à aujourd'hui, on pourrait espérer retrouver la base des plutons sources. Cependant, il faudra présumer d'une même homogénéité de la base au sommet d'un pluton pour pouvoir le comparer à un claste de tonalite. De même, dans la Sous-province de La Grande, certaines parties des plutons sont plus riches en magnétite et donc possiblement responsables des nombreuses magnétites retrouvées dans les formations de Magin et de Keyano (voir la carte du gradient magnétique vertical, carte interactive : http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr?l=f). Le secteur Nord de La Grande comporte des intrusions hautement magnétiques (plus riches en magnétites),

avec des séquences plus vieilles et contemporaines aux sédiments. Ils pourraient s'agir de sources des formations à l'étude. De façon générale, les compositions rapportées pour les sédiments des trois formations à l'étude s'accordent donc bien avec les résultats connus pour d'autres sédiments de type Timiskaming à l'Archéen (Stamatelopoulou-Seymour *et al.*, 1983; Thurston et Chivers, 1990; Legault et Hattori, 1994). Le fort degré de recristallisation des grès des trois formations à l'étude a grandement limité leur analyse pétrographique. Ces études pétrographiques ont été suppléées en partie par des analyses géochimiques complètes. La recristallisation et le degré de métamorphisme au faciès des schistes verts supérieurs au faciès inférieur des amphibolites n'a pas permis non plus de procéder à une étude du cortège de minéraux lourds présents dans les grès de ces trois formations. Seule la magnétite s'est révélée d'intérêt. L'analyse lithogéochimique confirme en grande partie les conclusions des études pétrographiques des conglomérats et des grès.

D'après les boîtes à moustaches, la Formation de Brune possèdent moins de Sr et d'Al que les deux autres formations. On remarque également que les grès de cette formation sont plus riches en La, Zr et Yb que les formations de Keyano et Magin. Une tonalite syn-volcanique est plus riche en plagioclase calcique, avec un ratio La/Yb faible, et une faible concentration de Sr (Hart *et al.*, 2004). Une formation syn-volcanique est plus proche de la surface, plus proche de la source (tonalitique) et donc plus riche en Y et en Zr. On peut donc poser l'hypothèse que la Formation de Brune est liée à une plus grande abondance d'intrusions syn-volcaniques à la source. On peut également faire l'hypothèse que les formations de Keyano et de Magin sont liées à des tonalites syntectonique, plus riche en plagioclase sodique, avec un ratio La/Yb élevé et une forte concentration en Sr.

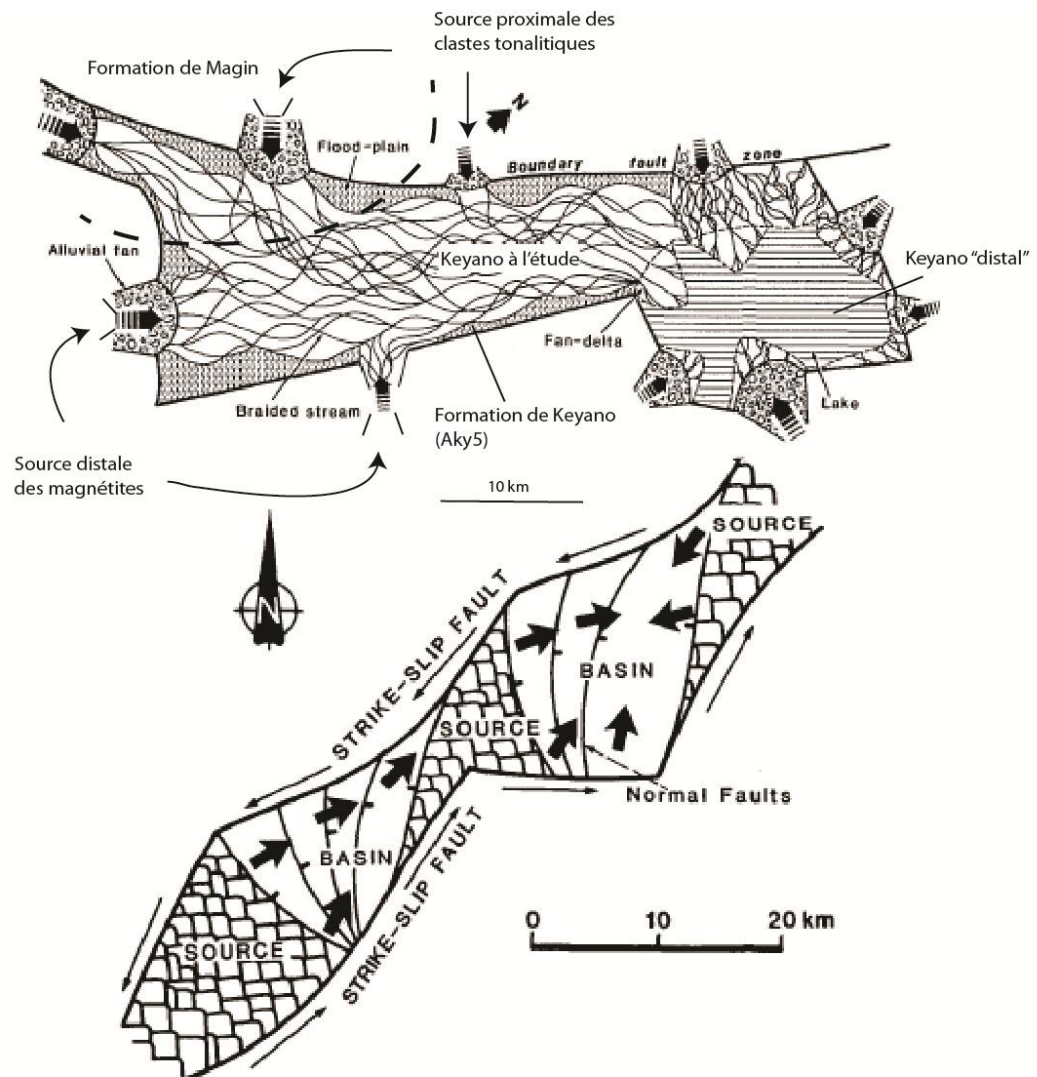


Figure 39 : Distribution des faciès de dépôt et modèle tectonique pour le développement des formations de Keyano et de Magin (modifié de Krapez et Barley, 1987).

Si la composition des sédiments à l'étude résultait (1) uniquement d'un mélange entre deux sources et (2) qu'il n'y avait aucun ajout ou perte en éléments chimiques lors de processus post-dépôt, il serait possible de quantifier les proportions relatives de ces deux sources dans la composition des sédiments (Sawyer, 1986; Argast et Donnolly, 1987). Toutefois, dans les formations à l'étude, notre étude lithogéochimique a plutôt démontré qu'il y a un mélange d'au moins trois sources : mafique (basalte), ultramafique (komatiite) et différents types de tonalite. De plus, un examen détaillé des spectres de terres rares suggère une certaine mobilité de ces éléments par un processus post-dépôts qu'il n'est pas possible ici d'identifier.

Les spectres des terres rares varient en fonction du type de roches. Un haut ratio La/Yb, un enrichissement en quartz dans les grès et de basses valeurs en Ti, Sc, Ni est typique de roches volcaniques felsiques (principalement dacite) et de roches plutoniques felsiques souvent riches en Na (principalement tonalite et trondhjémite) qui sont communs des terrains archéens (O'Nions et Pankhurst, 1978; Jahn et Sun, 1979; McLennan *et al.*, 1984; Corcoran et Mueller, 2002). Mais, pour les volcanites mafiques archéennes, il y a un bas ratio de La/Yb, montrant un spectre des terres rares plat (Sun et Nesbitt, 1978). Les données des terres rares des sédiments archéennes (figure 40) sont compatibles avec un mélange d'une suite bimodale entre un pôle riche en volcanites mafiques à ultramafiques et un pôle riche en tonalites, trondhjémites et volcanites felsiques (Langmuir *et al.*, 1978; Condie et Wronkiewicz, 1990; Barker et Peterman, 1974; Barker et Arth, 1976; Barker *et al.*, 1981).

Diverses études (Yang *et al.*, 2002; Bea, 1996) ont démontrée que le spectre général des terres rares de plusieurs roches était contrôlé par la présence de quelques minéraux seulement, lesquels sont souvent présents en infimes parties dans la roche. Ceci parce que les minéraux du bâti renferment peu d'éléments des terres rares, lesquels peuvent être principalement concentrées plutôt dans ces minéraux en traces. De faibles variations de ces minéraux peuvent donc produire des patrons multi-éléments très différents. Or, pour les sédiments étudiés ayant été fortement recristallisés lors du processus de métamorphisme au faciès des schistes verts et des amphibolites, il n'a pas été possible de séparer le cortège complet des minéraux lourds de ces roches. De plus, même si cela avait été possible, il aurait fallu alors déterminer si les processus post-dépôt auraient pu modifier le rapport initial du minéral lourd d'origine. En conséquence, nous concluons qu'il est donc impossible de réaliser une quantification précise des diverses sources ayant contribuées à la composition actuelle des sédiments étudiés des formations de Brune, de Keyano et de Magin. Malgré l'impossibilité de quantifier les diverses sources, la conclusion générale que la composition générale des sédiments de ces formations résulte d'un mélange dominé par une source felsique et de sources de moindres importances mafiques/ultramafiques et de formations de fer. L'étude des éléments en traces des magnétites (voir le chapitre IV) a permis d'identifier les plutons felsiques et intermédiaires comme étant la principale source des magnétites, écartant ainsi les sources de formation de fer proximales comme source principale. L'érosion principale du Complexe de Langelier et l'érosion ponctuelle d'autres unités felsiques à proximité des formations ont permis la contribution de ces plutons aux bassins, favorisée par le contexte fluviatile et l'intense érosion du climat.

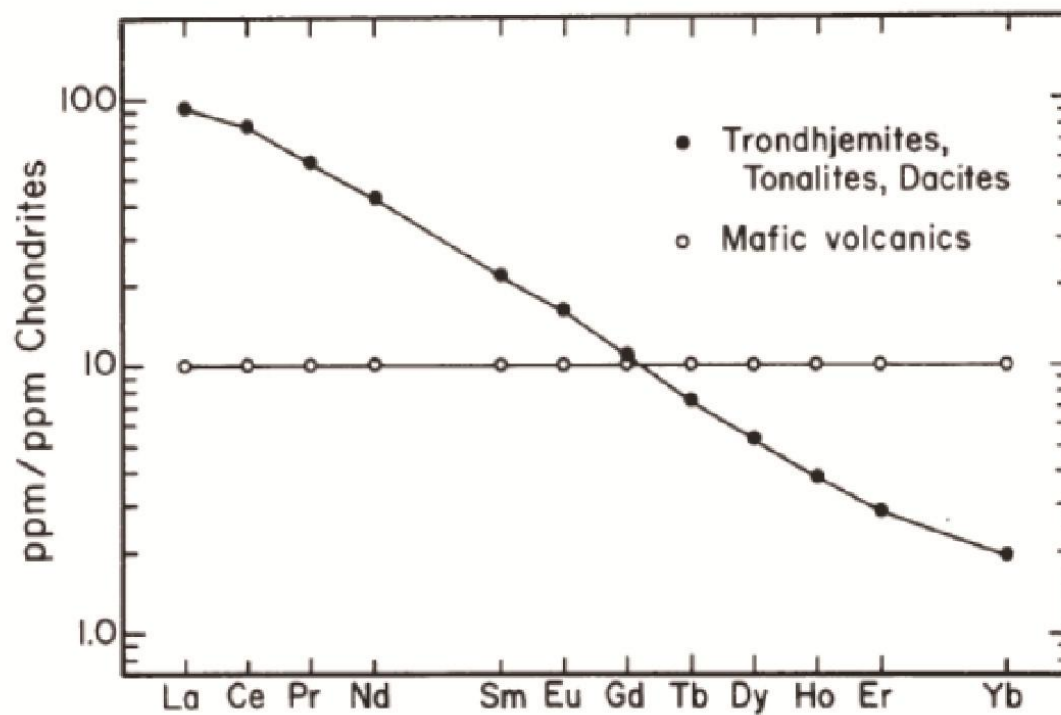


Figure 40 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995), montrant les modèles typiques d'une suite archéenne bimodale. Les roches sédimentaires archéennes peuvent être issues d'un mélange de ces deux spectres (McLennan, 1984).

5.2. Environnement tectonique

Les formations de Brune, de Keyano (Aky5) et de Magin sont interprétées comme un bassin de type Timiskaming. Cependant, ce n'est pas le cas de l'ensemble du Keyano, que très peu de conglomérat. Divers environnements tectoniques ont été proposés pour ces types de sédiments, parmi lesquels les plus communs sont les bassins associés à des failles de décrochement (bassin de transtension – *pull-apart basin*; Corcoran et Mueller, 2004b) et des bassins associés à des nappes de chevauchements (*piggy back basin*; Eriksson, 1978; Krapez et Barley, 1987; Mueller et Donaldson, 1992; Heubeck et Lowe, 1994).

Dans les deux types de bassin, la présence de failles actives qui bordent le bassin permet le développement de hauts reliefs et l'émergence de source plutonique qui constitue la source commune aux différents bassins où se seraient déposées les formations à l'étude. Des plus ou moins longs pulses tectoniques contrôleraient le soulèvement, la subsidence et l'élargissement du bassin, ainsi que les principales influences allogéniques sur les diverses réponses stratigraphiques (Eriksson *et al.*, 1994). La Formation de Keyano semble posséder plus de variations de sources de tonalites dans le spectre des terres rares des grès. Ceci pourrait être interprété comme reflétant une source diversifiée répartie sur une aire géographique plus grande. Il serait alors normal de conclure que cette formation se situerait probablement en aval d'un grand bassin hydrographique et donc possiblement dans un environnement de plaine alluviale tressée (figure 39). A l'opposé, une moins grande diversité des sources, comme la Formation de Magin, pourrait refléter une position en amont plus proche d'une source unique et donc aussi un environnement plus typique de la marge d'un cône alluvial (figure 39). Le peu de donnée sur la Formation de Brune ne

permet pas de lui appliquer une même analyse. Cependant, elle semble présenter des clastes reflétant un faible nombre de sources distinctes au sein des lits de conglomérats (tonalites et pyroxénite). Cette formation proviendrait donc d'un bassin possiblement isolé de celui des deux autres formations.

Plusieurs auteurs ont proposés d'utiliser la géochimie pour préciser l'environnement tectonique de bassins sédimentaires (Dickinson, 1985; Bhatia, 1983, 1985; Bhatia et Crook 1986). Les caractéristiques des terres rares des terrains fortement métamorphisés sont préservées sauf si le métamorphisme fut assez fort pour réaliser de la fusion (Taylor *et al.*, 1986). Bhatia (1985) a réalisé des diagrammes de spectres d'éléments des terres rares de grès en fonction des environnements tectoniques. Nous pouvons comparer les grès des trois formations de l'étude avec l'étude de Bhatia (1985). Nous observons, sur les figures 41 A) et B), que les spectres des grès ne correspondent à aucun spectre typique selon Bhatia (1985) des figures 41 D) et E), suivant la normalisation aux chondrites ou au PAAS (*Post Archean Australian Shale*). Les spectres des terres rares de la Formation de Brune possèdent des spectres similaires avec le type Andin, et ceux de la Formation de Keyano avec le type des arc volcaniques continentaux, mais à des concentrations différentes. L'ensemble des spectres des terres rares de cette étude possède des concentrations plus faibles en terres rares lourdes que les spectres de l'étude tectonique de Bhatia (1985). Ceci pourrait être dû au métamorphisme ou à la nature de la croûte archéenne des sous-provinces de Minto et de La Grande, puisque les spectres types de Bhatia (1985) sont issus de roches récentes (Bhatia, 1983) et ne sont donc pas conçus pour des modèles archéens.

De plus, chaque spectre représente un mélange de sources ou de minéraux accessoires permettant différentes variations. Si ce n'est pas la nature des roches qui est en cause, cela peut être dû à la normalisation. Une nouvelle normalisation au shale archéen est tirée de l'étude de McLennan (1984). La nature et les processus de différenciation de la croûte à l'Archéen ne sont pas les mêmes que ceux post-archéen (Taylor et McLennan, 1981 et 1985). Les shales archéens vont représenter la valeur moyenne d'altération d'une grande surface, plus significatif des processus et du fractionnement archéen. McLennan (1984) ont comparé la composition chimique de la moyenne des PAAS avec la moyenne des shales archéens. Les shales archéens sont enrichis en Na, Ca, Mg, Fe, Cr, Ni et appauvris en Si, K, terres rares et en grands éléments lithophiles (LIL). Ceci est dû à la composante bimodale (mafique et felsique) des grès archéens et possiblement à la faible différenciation de la croûte, puisque les granites potassiques sont tardifs et encore non érodés.

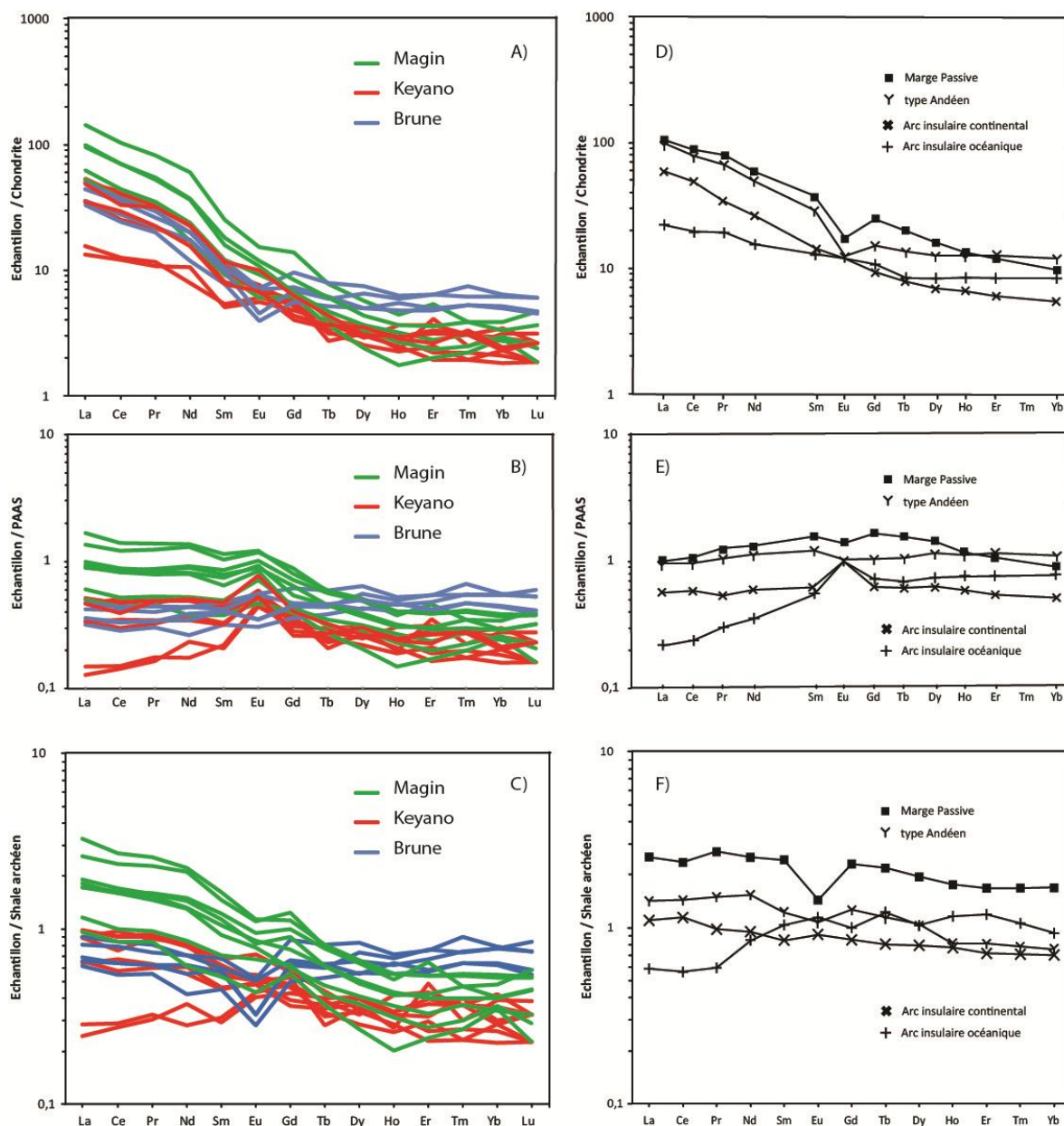


Figure 41 : Spectres des terres rares des grès des formations de Brune (bleu), de Keyano (rouge) et de Magin (vert) normalisés A) aux chondrites CI (McLennan, 1981, tel que l'étude de Bhatia, 1985); B) au PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor et McLennan, 1985); C) au shale archéen (McLennan, 1989). Les données des figures D), E) et F) proviennent de l'étude de Bhatia (1985). Spectres des terres rares des graywackes paléozoïques australiens provenant de quatre environnements tectoniques différents (modifié d'après Bhatia, 1985) normalisés : D) aux chondrites CI (McLennan, 1981); E) au PAAS (Post-Archean Australian Shale; Taylor et McLennan, 1985); F) au shale archéen (McLennan, 1989).

Afin de vérifier l'utilisation des données de Bhatia (1985) pour les roches archéennes, les grès à l'étude ainsi, que les données de Bhatia (1985) sont normalisés au shale archéen (figure 41C et 41F). Aucun spectre des grès des trois formations à l'étude ne correspondent avec les spectres des terres rares des échantillons de Bhatia (1985). Les sédiments de l'étude de Bhatia ne sont pas utilisables pour caractériser les paramètres tectoniques de l'Archéen. Avec la normalisation au shale archéen, la pente des terres rares légères des trois formations est plus importante que pour le PAAS. La Formation de Brune possède une anomalie fortement négative en Eu, la Formation de Magin a une faible anomalie négative en Eu, et la Formation de Keyano détient une anomalie nulle à faiblement positive en Eu, suivant le spectre des terres rares. La nouvelle normalisation permet toujours de séparer les spectres des trois formations.

L'approche par des schémas de discrimination des paramètres tectoniques de sédiments basé sur la géochimie comme ceux de Taylor et McLennan (1985) et de Bhatia (1985) possèdent donc plusieurs limites : 1) il y a peu d'échantillons utilisés pour déterminer les limites des environnements tectoniques; 2) les sédiments utilisés sont présumés être représentatifs d'un environnement tectonique ce qui pourrait ne pas être toujours le cas, surtout pour les échantillons anciens. Pearce et Cann (1973) ont montré la complexité associée à discriminer des paramètres tectoniques de roches ignées sur la base de signatures d'éléments en traces. Dans le cas des roches archéennes, cela ne peut qu'être exacerbé puisqu'il n'y a toujours pas de consensus sur la nature précise de la tectonique archéenne (Kerrick et Polat 2006; Bédard *et al.*, 2013). Une part importante des éléments utilisés pour déterminer l'environnement tectonique peuvent être concentrés dans quelques

minéraux seulement. Dans des grès, un faible apport ou réduction de minéraux lourds pourraient donc fortement influencer le spectre des terres rares. Enfin, la composition des sédiments reflète en général un mélange de source qui peut avoir des compositions contrastantes ou similaires et qu'il peut être très difficile de départager. L'utilisation de diagramme géochimique pour identifier des environnements tectoniques archéens ne semble présentement pas un bon outil présentement.

La géochimie des sédiments archéens peut par contre contribuer à la compréhension de leur évolution tectonique relative. Ainsi, un point intéressant à étudier est l'anomalie d'Eu dans les sédiments. Les études de Wildeman et Haskin (1973) et de Wildeman et Condie (1976) affirment que les sédiments archéens sont significativement enrichis en Eu par rapport au PAAS. Nous le confirmons dans cette étude sauf pour la Formation de Brune qui ne possède pas cet enrichissement. Présentement, le seul type de sédiment important qui possède une faible ou une absence d'anomalie en Eu sont les sédiments volcanogènes déposés dans les environnements d'arcs insulaires (Nance et Taylor, 1977; Bhatia, 1981). Ceci a aussi été proposé pour des sédiments archéens (Corcoran et Mueller, 2002). Une anomalie positive en Eu vient généralement de la présence de plagioclases (Nance et Taylor, 1977) ou peut être d'une activité hydrothermale volcanogène (Bavinton et Taylor, 1980). Boak *et al.* (1982) a aussi décrit une suite métamorphisée de roches sédimentaires archéennes venant de l'Ouest du Groenland interprétée comme un arc volcanique, avec une anomalie négative en Eu significative (McLennan *et al.*, 1984). En revanche, la formation des dernières croûtes supérieures archéennes et post archéennes a eu lieu par fusion intracrustale, formant des granites riches en potassium et des granodiorites avec un

appauvrissement en Eu (McLennan *et al.*, 1984; Taylor et McLennan, 1981, et 1985). Donc les formations à l'étude pourraient provenir d'un contexte d'arc insulaire tardif, permettant le fractionnement du plagioclase et une activité hydrothermale, causant une anomalie négative et positive en Eu.

Les travaux réalisés dans la présente étude suggèrent une certaine prépondérance des dépôts fluviatiles de cône delta et de plaines tressées en domaine continental. De plus, la Formation d'Apple (Paquette, 1998) se trouve à une distance relativement proche des formations à l'étude. Or, cette formation est une unité riche en arénite quartzitique ce qui rend compte d'un début de cratonisation permettant une épaisseur suffisante de croûte pour supporter un bassin sédimentaire (Pickett, 2002; Mueller *et al.*, 2005; Mueller et Pickett, 2005). Bien que l'analyse individuelle de chacune des trois formations ne permette pas de documenter un environnement tectonique précis pour celle-ci, l'ensemble des données pour les trois formations permet de supporter un contexte d'arc magmatique formé possiblement sur une croûte continentale stable en formation. Compte tenu de l'âge des formations s'étalant de 2,8 à 2,7 Ga, ceci supporterait un processus de cratonisation actif dès le début du Néoarchéen dans la Sous-province de La Grande et appuierait les travaux d'Eriksson *et al.* (2005) qui suggère également une apparition de croûte continentale antérieure à 2,7 Ga.

5.3. Paléoclimat

En l'absence de végétation, les processus d'altération mécanique était plus important au Précambrien (Corcoran *et al.*, 1998; Corcoran et Mueller, 2004a; Eriksson *et al.*, 2013) et une abondante charge sédimentaire partait dans les rivières (Eriksson *et al.*, 2004). Les systèmes de plaine tressée du Précambrien devaient certainement être plus larges avec un fort taux de ruissellement et peu de chenaux stables que leurs analogues du phanérozoïque. Ces systèmes sont réputés être fortement sensibles au changement climatique (Tirsgaard et Øxnevad, 1998) puisque le climat contrôle le drainage du bassin (Krapez et Barley, 1987). L'étouffement de systèmes alluviaux dans les ceintures de roches vertes archéennes par un ajout rapide et considérable de sédiments était commun, et les dépôts de flux de débris hyperconcentrés et d'inondation sur de larges zones en sont des conséquences (Corcoran *et al.*, 1999). Elles sont principalement dues aux glissements de terrains liés aux tremblements tectoniques et aux pluies torrentielles efficaces en l'absence de racines de végétaux.

Les dépôts sédimentaires archéens et leurs roches sources sont très affectés par les conditions d'intense érosion liées au climat. De hautes températures et une forte humidité en lien avec une abondance de gaz à effet de serre, tels que le dioxyde de carbone et le méthane, ainsi que l'absence de végétaux devaient provoquer une intense érosion chimique et mécanique des minéraux facilement altérables et des clastes instables des roches (Corcoran et Mueller, 2005). On doit donc présumer que des minéraux argileux auraient été produits venant soit de l'altération des feldspaths des plutons felsiques (kaolinite), soit de l'érosion de roches volcaniques mafiques (smectites). Ces argiles auraient été évacuées

jusqu'à la mer ou jusqu'à un bassin plus large, comme le bassin de Keyano (figure 39) dont les autres formations possédant des niveaux riches en sillimanite pourraient représenter le dépôt de ces sédiments fins et riches en aluminium (Hammouche *et al.*, en préparation). Un phénomène d'enrichissement en quartz dans les grès en résulterait, lequel serait amplifié par un transport en traction avec un tri hydraulique efficace. L'étude d'altération (section 3.3.8) par le diagramme d'Ohta et Arai (2007) supporte une météorisation commune aux trois formations allant de 10 % à 20 % pour l'ensemble des échantillons. Ceci refléterait une intensité faible de météorisation à la source, laquelle pourrait aussi être réduite par le transport et l'enfouissement court de ces sédiments. Toutefois, l'abondance des magnétites dans les grès provenance de tonalites pauvres en magnétite supporte une importante météorisation chimique et mécanique afin de libérer des magnétites de leur gangue rocheuse.

Bien que la présente étude ne permette pas de contribuer à nos connaissances sur le climat archéen prévalant spécifiquement dans la région à l'étude, les données et leur traitement confirment les modèles généraux proposés, à savoir que l'altération par le climat des roches à la source est un processus majeur influençant la composition des roches. En effet, les diagrammes indiquent une altération faible, difficile à identifier pétrographiquement dû au métamorphisme. Cependant un gros volume de tonalite a été érodé puisque les grès comportent de nombreuses lamines de magnétites, impliquant donc une forte érosion par le climat. On pourrait expliquer la présence des magnétites par une source tonalitique éloignée, ayant subi une forte météorisation dû à un plus long transport. Les magnétites ont été transportées par un réseau fluvial à forte énergie. Les fragments

de tonalites des conglomérats proviendraient d'une source plus proximale. Compte tenu du contexte tectonique proposé pour la région, à savoir un environnement d'arc magmatique sur une croûte continentale en formation, il est probable que l'atmosphère générale devait être riche en gaz volcanique favorable à une météorisation importante. Dans le contexte tectonique proposé, le transport devait être rapide et court entre la source et l'enfouissement des sédiments, expliquant le faible degré de météorisation des roches étudiées sur les diagrammes géochimiques.

CHAPITRE VI

DISCUSSION ET CONCLUSION

Dans le présent chapitre, nous feront un retour critique sur les objectifs du présent mémoire. Nous poserons un regard plus critique sur quels outils sont les plus utiles pour caractériser et corrélérer diverses formations sédimentaires dans un contexte de roches déformées et au faciès supérieur des schistes verts supérieurs au faciès inférieur des amphibolites. Nous finirons par des recommandations.

6.1. Retour sur les objectifs

Le but de cette étude était d'établir de nouveaux outils de corrélation, rapides et à moindre coût, de roches sédimentaires archéennes déformées à des degrés divers et métamorphisées au faciès des amphibolites. La géochronologie et les observations de terrain (faille, discordance, contact entre formation) étaient, pour l'instant, les seuls outils disponibles pour corréler les formations sédimentaires de la région Nord-Est de la Sous-province de La Grande.

L'objectif du premier chapitre était de documenter l'utilité d'une analyse stratigraphique conventionnelle sur les formations de Brune, de Keyano et de Magin pour des fins de corrélations de ces trois formations. L'analyse sédimentologique est très intéressante pour comprendre la mise en place des formations, mais elle ne permet pas de confirmer ou d'infirmer les corrélations entre ces formations. De plus, elle est très

dépendante de la qualité des sections affleurantes et ne pourrait s'appliquer aisément à des sections déformées, bien que cela n'ait pas été tenté dans la présente étude.

L'objectif du second chapitre était de vérifier si une étude pétrographique conventionnelle des grès et des clastes des conglomérats pour les formations de Brune, de Keyano et de Magin est un bon outil de corrélation de ces formations sédimentaires. L'étude pétrographique en générale a permis de vérifier leurs similitudes et différences. Cependant, l'importance de la recristallisation, due au métamorphisme au faciès inférieur des amphibolites, limite grandement l'interprétation pour les grès. En effet, en regardant l'ensemble des minéraux des grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin, nous remarquons qu'il n'y a pas de grande différence pétrographique significative. Cependant notre étude a permis de lister les minéraux porteurs des éléments chimiques. Mais seule, cette liste n'est pas utile. L'étude du cortège de minéraux lourds aurait été utile pour compléter une étude pétrographique conventionnelle. Elle aurait permis aussi de mieux corréler ou séparer les différentes formations sédimentaires. Mais, dans le cas présent, l'analyse pétrographique a révélé que plusieurs d'entre eux sont de petite taille (p. ex., les zircons), avec une empreinte métamorphique (p. ex., les grenats) ou identifiable avec une certaine difficulté en plus d'être en très faible abondance pour être extrait aisément (p. ex., les allanites). La seule exception est la magnétite qui s'est révélée un outil potentiellement intéressant (voir plus loin). La pétrographie des clastes des conglomérats s'est avérée un outil nettement plus intéressant que la pétrographie des grès. Leur grande taille permet une identification pétrographique plus aisée. De plus, ces clastes représentent un échantillon direct des sources d'origine et constituent donc un outil plus fiable pour identifier les

reliques actuelles de ces sources. L'étude de la composition des conglomérats permet aussi de valider la composition originale des grès puisqu'ils ont des sources communes.

Les objectifs principaux du troisième chapitre étaient d'identifier des outils géochimiques pour caractériser et corréler une ou plusieurs formations. Les boîtes à moustaches, les diagrammes binaires, ainsi que les diagrammes de ratio d'éléments immobiles ne permettent pas de corréler des formations sédimentaires. Cependant, ces méthodes nous conduisent à écarter la Formation de Brune des deux autres. L'analyse statistique (analyse en composantes principales, test de Tukey et ANOVA) permet de caractériser chaque formation géochimiquement et ainsi de voir à quel point elles sont significativement différentes. Ceci ne permet pas d'identifier la provenance mais d'observer les liens entre les formations. La liste des minéraux réalisée lors de l'étude pétrographique devient alors très utile pour comprendre la chimie des grès puisque chaque porteur d'éléments est identifié. Les spectres des terres rares des grès montrent que chaque formation possède une signature caractéristique. Cette méthode semble être aussi discriminante et moins coûteuse pour établir rapidement des corrélations entre des formations archéennes. Cependant, les spectres peuvent être influencés par peu de minéraux accessoires tels que l'allanite ou le grenat. Il faut donc les utiliser avec précaution. En comparant le contenu en terres rares des grès avec celle des clastes, il est aussi possible d'identifier la ou les sources principales. Différents diagrammes géochimiques existants dans la littérature et appliqués pour préciser le contexte tectonique ou la météorisation à la source (altération) ont été testés dans le but de discriminer les formations. Ces diagrammes ne permettent pas une discrimination assez fine pour réaliser

des corrélations. Cependant, ils se sont révélés intéressants pour confirmer la présence d'une composante intermédiaire dans les grès, que l'on ne retrouve que très peu dans les conglomérats. Ils ont aussi permis de préciser un degré général d'altération des roches et ainsi de mieux comprendre leur composition actuelle.

L'objectif du quatrième chapitre était de déterminer la source des grès alluviaux archéens des formations de Magin et de Keyano à l'aide des éléments en traces contenus dans les magnétites qui s'y trouvent sous forme de lamines. Pour les formations de Magin et de Keyano, les clastes riches en oxyde de fer dans les conglomérats ne sont pas les sources des magnétites. Les spectres multi-éléments des magnétites révèlent que les sources principales sont les plutons felsiques et intermédiaires aux alentours des formations. Une des sources les plus probables semble le Complexe de Langelier qui a subi une longue histoire magmatique dans la région. L'étude des magnétites s'est donc révélée avoir un potentiel certain comme outil de corrélation et indicateur de la provenance.

L'objectif du cinquième chapitre était de valider sommairement le réalisme du contexte paléogéographique, géodynamique et paléoclimatique déterminé par certains diagrammes géochimiques du chapitre III. Il y a donc eu une analyse critique des données des deux premiers chapitres pour valider ou infirmer les modèles proposés. Bien que le but du présent mémoire ne fût pas une analyse paléogéographique, géodynamique et paléoclimatique, les données amassées appuient un modèle général acceptable pour le contexte géologique des formations étudiées. Ces formations sont similaires à d'autres formations de type Timiskaming, c'est-à-dire déposées par un système fluvial à cône-delta opérant dans un bassin bordés de failles actives, possiblement un bassin en baïonnette

tectoniquement actif. Le contexte tectonique précis s'est aussi avéré difficile à préciser, mais le contexte général d'arc magmatique sur une croûte continentale relativement stable semble réaliste. Il en est de même pour le climat. Bien que le climat soit sans doute un processus majeur affectant la composition des sédiments, le transport court en aurait limité l'impact sur les sédiments étudiés.

L'ensemble des conclusions de cette étude converge toutes : les formations de Magin et de Keyano possèdent au moins une source commune; et la Formation de Brune est différente des deux autres. Cette étude supporte que les formations de Keyano (Aky5) et de Magin soient associées à une sédimentation de type Timiskaming où s'opère un réseau fluvial tressé. Bien que le contexte tectonique général pour la Formation de Brune puisse être le même, cette formation se serait déposée dans un bassin isolé des deux formations précédentes. Il est possible aussi que ce bassin ait été bordé d'un plus grand nombre d'intrusions syn-volcaniques.

6.2. Quel(s) outil(s) utilisé(s) pour une corrélation ?

Les datations U-Pb sont les meilleurs outils à l'Archéen, mais elles restent dispendieuses. Les outils de corrélation les plus fiables d'après la présente étude sont donc les outils géochimiques. Les spectres des éléments des terres rares dans les grès, couplés à une analyse d'un ou de plusieurs minéraux lourds, sont les plus discriminants et les meilleurs pour préciser la composition de sources. Les éléments des terres rares peuvent être facilement influencés par l'abondance relative d'un petit nombre de minéraux lourds. Il y a donc lieu d'être critique dans l'interprétation des diagrammes avec ces éléments. Une analyse statistique est également une des plus grandes aides pour quantifier objectivement

une différence entre des formations. Elle devient très intéressante si elle est couplée avec la liste des minéraux (porteurs des éléments). Cependant, cette étude souffre d'un manque d'échantillon de grès pour confirmer les résultats de l'analyse statistique et l'utilisation des spectres de terres rares de chaque formation. Pour qu'une analyse statistique soit juste, nous devrions avoir un plus grand nombre d'échantillons que de variables (48 éléments).

La pétrographie des clastes couplée à leur lithogéochimie peut être très utile pour identifier des sources, mais une telle étude prendrait énormément de temps sur le terrain. De plus, si le but d'échantillonner des clastes est d'identifier des sources existantes, il faut tenir compte que depuis la formation des conglomérats, il est possible que ces sources n'existent peut être plus. C'est sûrement le cas pour les roches mafiques qui sont très sensibles à l'altération, surtout dans le contexte archéen (Eriksson *et al.*, 2004). L'abondance de roches ultramafiques dans certains segments de ceintures de roche verte pourrait faire en sorte d'une persistance de ces clastes malgré la forte météorisation comme les bassins du Timiskaming du Sud de l'Abitibi.

L'analyse sédimentologique/stratigraphique conventionnelle, la pétrographie des grès, l'utilisation de plusieurs diagrammes géochimiques, notamment ceux servant à préciser l'environnement tectonique ou paléoclimatique apportent des informations complémentaires permettant de confirmer ou d'infirmer telle ou telle hypothèse de provenance. Mais, seuls, ils n'ont pas une finesse de résolution permettant de séparer ou de regrouper aisément les formations étudiées. Ils ne constituent donc pas de bons outils de corrélation.

6.3. Considérations et recommandations

6.3.1. Analyse en Composantes Principales

Cette étude révèle que l'analyse en composantes principales (ACP) est un outil de corrélation très intéressant de par son objectivité et sa significativité. Elle fait ressortir un certain nombre d'éléments utiles à la caractérisation d'une formation. Mais il y a lieu de se questionner sur le contrôle véritable de ces éléments dans le contexte archéen, pouvant également modifier d'autres diagrammes, tels que ceux de Pearce et Cann (1973).

L'analyse en composantes principales pourrait être appliquée à des roches métasédimentaires des sous-provinces archéennes de l'Ontario dans le but de les comparer à celles des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Ceci permettrait de contribuer au débat sur la corrélation possible entre les ceintures de l'Ontario et du Québec (Percival *et al.*, 2006). On pourrait également utiliser l'ACP au sein d'une sous-province, tel que le La Grande ou entre les bassins de différentes sous-provinces telles que le Pontiac et l'Abitibi. Doyon (2004) a tenté d'utiliser une ANOVA pour différencier quatre sous-provinces. Ce test de variance est réalisé sur l'ensemble des bassins, mais il ne montre pas quel ou lesquels bassins diffèrent car une seule population est présumée. Il serait préférable de faire une analyse en composantes principales intergroupe, suivie d'une ANOVA pour identifier à quel point une paire de bassin est différente d'une autre. Afin d'affiner la présente étude, plus d'échantillons de grès devraient être prélevés pour chaque bassin. Trente échantillons par bassin sembleraient bien pour l'étude statistique d'une formation.

L'ACP et les différents tests statistiques pourraient également être utiles à la comparaison de différentes populations de roches felsiques (p. ex., tonalites, granites) ou

mafiques (p. ex., komatiites), ou de groupes d'intrusions prédéfinies afin d'identifier une série magmatique ou des intrusions distinctes. Les résultats de la récente ré-analyse lithogéochimique d'échantillons de la Baie-James du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (printemps 2014) pourrait contribuer à une telle étude de corrélation.

6.3.2. Les minéraux lourds

La magnétite semble être un minéral très intéressant pour la litho-corrélation, d'autant qu'elle est présente dans de nombreux environnements de formation et dans la plupart des sédiments (Yang *et al.*, 2009). Pour l'étude d'un minéral lourd, la position stratigraphique devra être prise en compte pour obtenir différentes signatures de sources.

L'utilisation des magnétites pour des contextes archéens est la principale contribution scientifique de la présente étude. L'hypothèse de départ était que la source présumée des magnétites des grès était les clastes de cherts ferrugineux et de formation de fer présents dans le conglomérat de chaque formation. Il a été démontré sur la base des éléments en traces contenus dans la magnétite que cette hypothèse est fautive. Les véritables sources sont plutôt les plutons felsiques ou intermédiaires. Les études récentes sur des magnétites cherchent à les utiliser comme indicateurs de minéralisations avoisinantes. Nos travaux apportent donc de nouvelles idées pour la recherche de systèmes minéralisateurs dans la région d'étude, si la source existe encore. Pour cela, il faudrait augmenter la banque de données de magnétites des plutons régionaux, ainsi que des clastes des conglomérats. Ceci permettrait de préciser les variations en éléments pour un type de pluton ou un type de claste. Les plutons de Moly et l'Intrusion de Semonville devront être pris en compte, ainsi

que le secteur Nord (plus magnétique) du La Grande. Le Complexe de Langelier comporte de nombreux événements magmatiques. Une signature des magnétites pour chacun d'eux pourrait nous informer de quelle époque viennent les magnétites issues de ce complexe.

Dans le cadre du présent mémoire, il n'a pas été possible de documenter la chimie minérale de tous les minéraux lourds observés. De nouvelles études de minéraux (ex. lourds, feldspaths et biotites) pourraient apporter d'avantages d'informations sur les sources. En cas d'un grand nombre de molybdénites dans les grès, il serait intéressant de voir le lien avec les intrusions de Moly et de Semonville. L'allanite et l'apatite semblent de bons candidats puisque ces minéraux lourds permettraient la réalisation de datations telle que Pb/U sur apatite (Dill, 1994; Sano *et al.*, 1999; Chew *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2012), ou Re/Os sur molybdénite (Chapon, 2011), et de géothermomètre pour le métamorphisme (Barfod *et al.*, 2005) ou de thermochronomètre (Zeitler *et al.*, 1987).

6.3.3. Les clastes des conglomérats

Une partie, non abordée par cette étude, est la signature géochimique (surtout des terres rares) des clastes qui pourrait être comparée avec la nouvelle banque de données lithogéochimiques (plus précise) des roches du ministère des Ressources naturelles (maintenant de l'Énergie et des Ressources naturelles) afin de trouver des sources potentielles. Il serait intéressant de comparer la chimie des clastes de tonalites des conglomérats avec la nouvelle banque de données géochimiques des plutons de la Sous-province de La Grande. Cependant, il serait difficile d'établir des corrélations car la géochimie d'une tonalite à une autre n'est pas extrêmement variée. Il faudrait une valeur

spécifique à la tonalite tels qu'un élément anormalement appauvris ou enrichis, ou un rapport d'élément typique, pour établir une forte corrélation. Une étude de provenance des plutons régionaux pourrait se diriger vers le secteur Nord du La Grande car de nombreux plutons riches en magnétites, plus vieux ou contemporains aux formations s'y trouvent.

7. RÉFÉRENCES

ADAM, J. – GREEN, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 152, pages 1 à 17.

ANGERER, T. – HAGEMANN, S.G. – DANYUSHEVSKY, L., 2013. High-grade iron ore at Windarling, Yilgarn Craton: a product of syn-orogenic deformation, hypogene hydrothermal alteration and supergene modification in an Archean BIF-basalt lithostratigraphy. *Mineralum Deposita*; volume 48, pages 697 à 728.

ARCHIBALD, N.J. – BETTENAY, L.F., 1977. Indirect evidence for tectonic reactivation of a pre-greenstone sialic basement in Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 33, pages 370 à 378.

ARGAST, S. – DONNELLY, T.W., 1987. The chemical discrimination of clastic sedimentary components. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 57, pages 813 à 823.

ARMSTRONG - ALTRIN, J. – VERMA, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*; volume 177, pages 115 à 129.

ARORA, M. – GOVIL, P.K. – CHARAN, S.N. – UDAY RAJ, B. – BALARAM, V. – MANIKYAMBA, C. – CHATFERJEE, A.K. – NAQVI, S.M., 1995. Geochemistry and Origin of Archcan Banded Iron-Formation from the Bababudan Schist Belt, India. *Economic Geology*; volume 90, pages 2040 à 2957.

ARRIBAS, J. – CRITELLI, S. – JOHNSON M. J., 2007. Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geological Society of America*; Special Paper 420, pages 181 à 197.

AYERS, J.C. – WATSON, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*; volume 335, pages 365 à 375.

AZEVEDO, D.A. – TAMANQUEIRA, J.B. – DIAS, J.C.M. – Carmo, A.P.B. – LANDAU, L. – GONCALVES, F.T.T., 2008. Multivariate statistical analysis of diamondoid and biomarker data from Brazilianbasin oil samples. *Fuel*; volume 87, pages 2122 à 2130.

BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, M., 2011. Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-01, 30 pages et 2 cartes.

BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – CHAPON, B., 2013. Géologie de la région du lac MAGIN (33G09), de la colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2013-01, 30 pages et 2 cartes.

BARFOD, G.H. – KROGSTAD, E.J. – ALBARÈDE, F., 2005 Lu-Hf and PbSL geochronology of apatites from Proterozoic terranes: A first look at Lu-Hf isotopic closure in metamorphic apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 69, pages 1847 à 1859.

BARKER, F. – ARTH, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*; volume 4, pages 594 à 600.

BARKER, F. – ARTH, J.G., - HUDSON, T., 1981. Tonalites in crustal evolution. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*; volume 301, pages 293 à 303.

BARKER, F. – PETERMAN, Z.E., 1974. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. *Precambrian Research*. volume 1, pages 1 à 12.

BARNES, S. J. – ROEDER, P. L., 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2279 à 2302.

BARRAGAR, W.R.A – MCGLYNN, J.C., 1976. Early Archean basement in the Canadian Shield: a review of the evidence. *Geological Survey of Canada Paper*; volume 76, pages 1 à 21.

BASU, A., 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks : implications to paleoclimatic interpretation. *Journal of Sedimentary Research*; volume 46, pages 694 à 709.

BASU, A. – MOLINAROLI, E., 1989. Provenance characteristics of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals. *Journal of Sedimentary Research*; volume 59, pages 922 à 934.

BAVINTON, A.O. – TAYLOR, S.R., 1980. Rare earth element abundances in Archean metasediments from Kambalda, Western Australia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 44, pages 639 à 648.

BEA, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*; volume 37, pages 521 à 552.

BÉDARD, J.H., 2006. Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 70, pages 3717 à 3742.

BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – THURSTON, P.C., 2013. The hunting of the snArc. *Precambrian Research*; volume 229, pages 20 à 48.

BELOUSOVA, E.A. – GRIFFIN, W.L. – O'REILLY, S.Y. – FISHER, N.I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 76, pages 45 à 69.

BHATIA, M.R., 1981. Petrology, geochemistry and tectonic setting of some flysch deposits. PhD thesis, The Australian National University, Canberra. 371 pages.

BHATIA, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*; volume 91, pages 611 à 627.

BHATIA, M.R., 1985. Rare-Earth Element Geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks – Provenance and tectonic. *Sedimentary Geology*; volume 45, pages 97 à 113.

BHATIA, M.R. – CROOK, A.W., 1986. Trace-element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 92, pages 181 à 193.

BLAIR, T.C. – McPHERSON, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*; volume 64, pages 450 à 489.

BOAK, J.L. – DYMEK, R.F. – GROMET, L.P., 1982. Early crustal evolution: constraints from variable REE patterns in metasedimentary rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Lunar and Planetary Science XIII*; pages 51 à 52.

BOGGS, Jr. S., 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, England; 600 pages.

BUCHER, K. – GRAPES, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Heidelberg Dordrecht London New York; Pages 395 à 400.

CALVERT, A.J. – SAWYER, E.W. – DAVIS, W.J. – LUDDEN, J.N., 1995. Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*; volume 375, pages 670 à 674.

CHAKHMOURADIAN, A.R. – REGUIR, P.E. – MITCHELL, H.R., 2002. Strontium-Apatite: New occurrences, and the extent of Sr for Ca substitution in apatite-group minerals *The Canadian Mineralogist*; Volume 40, pages 121 à 136.

CHAMYAL, L.S. – KHADKIKAR, A.S. – MALIK, J.N. – MAURYA, D. M., 1997. Sedimentology of the Narmada alluvial fan, western India. *Sedimentary Geology*; volume 107, pages 263 à 279.

CHAPON, B., 2011. *Le porphyre archéen à Mo-Cu +/-Au de Tilly, Baie-James, Québec*. Université du Québec à Montréal, Québec; Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en sciences de la terre, 112 pages.

CHAUDHURI, S. – CULLERS, R. L., 1979. The distribution of rare-earth elements in deeply buried Gulf Coast sediments. *Chemical Geology*; volume 24, pages 327 à 338.

CHEW, D.M. – SYLVESTER, P.J. – TUBRETT, M.N., 2011. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS. *Chemical Geology*; volume 280, pages 200 à 216.

CHORK, C.Y. – SALMINEN, R., 1993. Interpreting geochemical data from Outokumpu, Finland: an MVE-robust factor analysis. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 1 à 20.

CONDIE, K.C., 1976. Trace element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth-Science Reviews*; volume 12, pages 393 à 417.

CONDIE, K.C. – WRONKIEWICZ, D. S., 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton an an index of craton evolution. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 87, pages 256 à 267.

CORCORAN, P.L. – MUELLER, W.U. – CHOWN, E.H., 1998. Climatic and tectonic influences on fan deltas and wave- to tide-controlled shoreface deposits; evidence from the Archean Keskarrah Formation, Slave Province, Canada. *Sedimentary Geology*; volume 120, pages 125 à 152.

CORCORAN, P.L. – MUELLER, W.U. – PADGHAM, W., 1999. Influence of tectonism and climate on lithofaciès distribution and sandstone and conglomerate composition in the Archean Beaulieu Rapids Formation, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*; volume 94, pages 175 à 204.

CORCORAN, P.L. – MUELLER, W.U., 2002. The effects of weathering, sorting and source composition in Archaean high-relief basins: examples from the Slave Province, Northwest Territories, Canada. A modern approach to ancient depositional systems, special publication; volume 33, pages 183 à 211.

CORCORAN, P.L. – MUELLER, W.U., 2004a. Aggressive Archean Weathering: Chapter 5.11. *The Precambrian Earth: Tempos and Events: Developments in Precambrian Geology 12*; édité par P.G. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu, and K. Strand. Amsterdam; Boston: Elsevier. Pages 494 à 504.

CORCORAN, P.L. – MUELLER, W.U., 2004b. Archean Sedimentary Sequences: Chapter 7.3. *The Precambrian Earth: Tempos and Events: Developments in Precambrian Geology 12*; édité par P.G. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu, and K. Strand. Amsterdam; Boston: Elsevier. Pages 613 à 623.

CORCORAN, P.L., 2005. Recycling and chemical weathering in technically controlled Mesozoic-Cenozoic basins of New Zealand. *Sedimentology*; volume 52, pages 757 à 774.

CORCORAN, P.L. – BUMBY, A.J. – DAVIS, D.W., 2013. Provenance of the Paleoproterozoic Waterberg Group, South Africa: evidence from detrital zircon U-Pb geochronology, geochemistry and petrography. *Precambrian Research*; volume 230, pages 45 à 60.

CULLERS, R.L. – CHAUDHURI, S. – KILBANE, N. – KOCH, R., 1979. Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 43, pages 1285 à 1301.

DARBY, D.A. – TSANG, Y.W., 1987. Variation in ilmenite element composition within and among drainage basins; implications for provenance. *Journal of Sedimentary Research*; volume 57, pages 831 à 838.

DARE, S.A.S. – BARNES, S.J. – BEAUDOIN, G., 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 88, pages 27 à 50.

DARE, S.A.S. – BARNES, S.J. - BEAUDOIN, G. – MERIC, J. – BOUTROY, E. – POTVIN-DOUCET, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*. 12 pages.

DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2008. Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur – Travaux de 1998, 1999 et 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 88 pages.

DAVID, J. – MCNICOLL V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011. Datations U-Pb effectuées dans provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.

DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.

DAVIS, D.W. – DION, C., 2012. Datations LA-ICPMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles; GM 66575, 49 pages.

DAVIS, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley and Sons, New York, 3^{ième} édition, 638 pages.

DAY, S.J. – FLETCHER, W.K., 1991. Concentration of Magnetite and Gold at Bar and Reach Scales in a Gravel-Bed Stream, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 61, pages 871 à 882.

DEER, W.A. – HOWIE, R.A. – ZUSSMAN, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman, London; seconde édition, 696 pages.

DICKINSON, W.R. – SUCZEK, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*; volume 63, pages 2164 à 2182.

DICKINSON, W.R. – BEARD, L.S. – BRAKENBRIDGE, G.R. – ERJAVEK, J.L. – FERGUSON, R.C. – INMAN, K.F. – KNEPP, R.A. – LINDBERG, F.A. – RYBERG, P.T., 1983. Provenance of North-American Phanerozoic Sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*; volume 94, pages 222 à 235.

DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Dans *Provenance of Arenites*, édité par G.G. Zuffa. Reidel, Dordrecht; volume 148, page 333 à 361.

DILL, H.G., 1994. Can REE patterns and U-Th variations be used as a tool to determine the origin of apatite in clastic rocks ? *Sedimentary Geology*; volume 92, pages 175 à 196.

DOTT, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Research*; volume 34, pages 625 à 632.

DOYON, J., 2004. Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur : une étude géochimique et statistique. Mémoire de maîtrise, Université de Québec à Chicouimi, Saguenay, Québec, 271 pages.

DUPARC, Q. – COUSINEAU, P. – BANDYAYERA, D., 2012. Corrélation des bassins sédimentaires du nord-est de la Sous-province de La Grande (Baie-James), à l'aide de la

géochimie lithologique et minérale. Ministère des Ressources naturelles; GM 66440, 37pages.

DUPUIS, C. – BEAUDOIN, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*; volume 46, pages 319 à 335.

EDÉN, P. – BJÖRKLUND, A., 1994. Ultra-low density sampling of overbank sediment in Fennoscandia. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 51, pages 265 à 289.

ERIKSSON, K.A., 1977. Tidal deposits from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Sedimentary Geology*; volume 18, pages 257 à 281.

ERIKSSON, K.A., 1978. Alluvial and destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. *Canadian Society of Petroleum Geologists*; volume 5, pages 287 à 311.

ERIKSSON, K.A. – KIDD, W. S. F. – KRAPEZ, B., 1988. Basin analysis in regionally metamorphosed and deformed Early Archean terrains: examples from southern Africa and western Australia. *New perspectives in Basin analysis*; pages 371 à 404.

ERIKSSON, K.A. – KRAPEZ, B. – FRALICK, P.W., 1994. Sedimentology of Archean greenstone belts: signatures of tectonic evolution. *Earth-Science Reviews*; volume 37, pages 1 à 88.

ERIKSSON, P.G. – CONDIE, K.C. – TIRSGAARD, H. – MUELLER, W.U. – ALTERMANN, W. – MIAL, A.D. – ASPLER, L.B. – CATUNEANU, O. – CHIARENZELLI, J.R., 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*; volume 120, pages 5 à 53.

ERIKSSON, P.G. – ALTERMANN, W. – NELSON, D.R. – MUELLER, W.U. – CATUNEANU, O., 2004. The Precambrian Earth: Tempos and Events; *Precambrian Geology*; pages 1 à 921.

ERIKSSON, P.G. – CATUNEANU, O. – SARKAR, S. – TIRSGAARD, H., 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*; volume 176, pages 17 à 42.

ERIKSSON, P.G. – BANERJEE, S. – CATUNEANU, O. – CORCORAN, P.L. – ERIKSSON, K.A. – HIATT, E.E. – LAFLAMME, M. – LENHARDT, N. – LONG, D.G.F.

– MIAL, A.D. – MINTS, M.V. – PUF AHL, P.K. – SARKAR, S. – SIMPSON, E.L. – WILLIAMS, G.E., 2013. Secular changes in sedimentation systems and sequence stratigraphy. *Gondwana Research*; volume 24, pages 468 à 489.

FEDO, C.M. – YOUNG, G.M. – NESBITT, H.W. – HANCHAR, J.M., 1997a. Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield : evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada. *Precambrian Research*; volume 84, pages 17 à 36.

FEDO, C.M. – YOUNG, G.M. – NESBITT, H.W., 1997b. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to ice-house transition. *Precambrian Research*; volume 86, pages 201 à 223.

FEDORTCHOUK, Y. – LEBARGE, W., 2008. Sources of placer platinum in Yukon: provenance study from detrital minerals. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 45, pages 879 à 896.

FENG, R. – KERRICH, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 54, pages 1061 à 1081.

FIPKE, C.E. – GURNEY, J.J. – MOORE R.O., 1995. Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples. *Geological Survey of Canada; Bulletin 423*, 86 pages.

FISHER, R. A., 1954. *Statistical Methods for Research Workers*. Edinburgh: Oliver and Boyd.

FRALICK, P., 2003. Geochemistry of clastic sedimentary rocks: ratio techniques. *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments*; Lentz, D. R., pages 85 à 104.

FRALICK, P.W. – KRONBERG, B.I., 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*; volume 113, pages 111 à 124.

FRENZINELLI, E. – POTTER, P.E., 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *Journal of Geology*; volume 91, pages 23 à 39.

FROST, B.R. – LINDSLEY, D.H., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy*; volume 25, pages 489 à 509.

GALLOWAY, W.E., – HOBDAY, D.K., 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer-Verlag; 423 pages.

GARZANTI, E. – ANDÒ, S., 2007. Heavy Mineral Concentration in Modern Sands: Implications for Provenance Interpretation. *Developments in Sedimentology*; Volume 58, pages 517 à 545.

GARZANTI, E. – ANDÒ, S., VEZZOLI, G., 2008. Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 273, pages 138 à 151.

GERALD VAN DEN BOOGAART, K. – TOLOSANA-DELGADO, R., 2008. “compositions”: A unified R package to analyze compositional data. *Computers and Geosciences*; volume 34, pages 320 à 338.

GHIORSO, M.S. – SACK, O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 108, pages 485 à 510.

GOUTIER, J. - DOUCET, P. - DION, C. - BEAUSOLEIL, C. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.-J., 1998a. *Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.

GOUTIER, J. - DOUCET, P. - DION, C. - BEAUSOLEIL, C. - DION, D.-J., 1998b. *Géologie de la région du lac Esprit (SNRC 33F/05)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-09, 39 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - DAVID, J. - DION, D.-J., 1999a - *Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 et 33F/12)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - LAFRANCE, I. - DAVID, J. - PARENT, M. - DION, D.-J., 1999b. *Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04)*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C. - DAVID, J. - PARENT, M., 2000. Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07), Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C. - MERCIER-LANGEVIN, P. - DAVIS, D. W., 2001a. Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C., 2001b. Géologie de la région de la colline Bezier (33G/12) et du lac de la Montagne du Pin (33G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.

GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M.-C. - DAVIS, D. W. – DAVID, J. - PARENT, M., 2002. Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000. Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C., 2001. Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la Montagne du Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D. W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002. Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.

GREGORY, M.J., 2006. Copper mobility in the Eastern Creek Volcanics, Mount Isa, Australia: evidence from laser ablation ICP-MS of iron-titanium oxides. *Mineralium Deposita*; volume 41, pages 691 à 711.

GRIGSBY, J., 1990. Detrital magnetite as a provenance indicator. *Journal of Sedimentary Research*; volume 60, pages 940 à 951.

GRIGSBY, J., 1992. Chemical fingerprinting in detrital ilmenite : a viable alternative in provenance research. *Journal of Sedimentary Research*; volume 62, pages 331 à 337.

GROSS, G.A., 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist*; volume 18, pages 215 à 222.

GROSS, G.A., 1995. Algoma-type iron-formation. Geological Survey of Canada; volume 8, pages 66 à 73.

GROSS, G.A., 1996. Algoma-type iron-formation. Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits, British Columbia Ministry of Employment and Investment; pages 25 à 28.

GRUNERT, S. – PETTIJOHN, F.J. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1988. Sand and sandstones. *Crystal Research and Technology*; volume 23, pages 910 à 910.

GUJAR, A.R. – AMBRE, V. – MISLANKAR, P.G. – IYER, S.D., 2010. Ilmenite, Magnetite and Chromite Beach Placers from South Maharashtra, Central West Coast of India. *Resource Geology*; volume 60, pages 71 à 86.

HANCHAR, J.M. – HOSKIN, P.W.O., 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; volume 53, 500 pages.

HART, T.R. – GIBSON, H.L. – LESHER, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with colcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulphide deposits. *Economic Geology*; volume 99, pages 1003 à 1013.

HAWTHORNE, F.C. – OBERTI, R. – VENTURA, G.D. – MOTTANA, A., 2007. Amphiboles: Crystal chemistry, Occurrence, and Health Issues. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, volume 67, 549 pages.

HELLSTROM, J. – PATON, C. – WOODHEAD, J. – HERGT, J., 2008. Iolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICPMS analysis. *Mineralogical Association of Canada short course series*; volume 40, pages 343 à 348.

HEROY, D.C. – KUEHL, S.A. – GOODBRED Jr, S.L., 2003. Mineralogy of the Ganges and Brahmaputra Rivers: implications for river switching and Late Quaternary climate change. *Sedimentary Geology*; volume 155, pages 343 à 359.

HEUBECK, C. – LOWE, D.R., 1994. Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*; volume 68, pages 257 à 290.

HEWARD, A.P., 1978. Alluvial fan sequences and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain. *Sedimentology*; volume 25, pages 451 à 488.

HOLLAND, H.D., 1978. *The chemistry of the Atmosphere and Oceans*. Wiley, New York; 351 pages.

HOUNSLOW, M.W. – MORTON, A.C., 2004. Evaluation of sediment provenance using magnetic mineral inclusions in clastic silicates: comparison with heavy mineral analysis. *Sedimentary Geology*; volume 171, pages 13 à 36.

INGERSOLL, R.V. – BULLARD, T.F. – FORD, R.L. – GRIMM, J.P. – PICKLE, J.D. – SARES, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 54, pages 103 à 116.

ISHIHARA, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*; volume 27, pages 293 à 305.

JAHN, B. – SUN, S-S., 1979. Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones. *Physics and Chemistry of the Earth*; volume 11, pages 597 à 618.

JÉBRAK, M. – MARCOUX, E., 2008. *Géologie des gîtes minéraux*. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec; 667 pages.

JOHNSEN, O., 2000. *Guide Delachaux des minéraux*. Edité par Delachaux et Niestlé, Paris. 438 pages.

JOHNSON, M.J. – STALLARD, R.F., 1989. Physiographic controls on the composition of sediments derived from volcanic and sedimentary terrains on Barro Colorado Island, Panama. *Journal of Sedimentary Research*; volume 59, pages 768 à 781.

JOHANSSON, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. Dans Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments, édité par M.J. Johansson et A. Basu; Geological society of America; volume 284, pages 1 à 19.

KERRICH, R. – POLAT, A., 2006. Archean greestone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? Tectonophysics; volume 415, pages 141 à 165.

KONTINEN, A. – KÄPYAHO, A. – HUHMA, H. – KARHU, J., 2007. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoarchean craton correlation. Precambrian Research; volume 152, pages 119 à 148.

KRAPEZ, B. – BARLEY, M.E., 1987. Archaean strike-slip faulting and related ensialic basins: evidence from the Pilbara Block, Australia. Geological Magazine; volume 124, pages 555 à 567.

KRESZ, D.U. – ZAYACHIVSKY, B., 1989. Precambrian geology Barbara, Meader and Pifther Townships. Ontario Geological Survey Report; volume 270, 91 pages.

LABBÉ, J.Y. – BÉLANGER, M., 1998. Géologie de la région du Lac Thier (33H09); Ministère des Ressources naturelles, RG 97-13, 23 pages.

LAJOIE, J. – LUDDEN, J., 1984. Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 22, pages 1377 à 1379.

LANGMUIR, C.H. – VOCKE, R.D. – HANSON, G.C., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. Earth and Planetary Science Letters; volume 37, pages 380 à 392.

LEGAULT, M.I. – HATTORI, K., 1994. Provenance of igneous clasts in conglomerates of the Archean Timiskaming Group, Kirkland Lake area, Abitibi greenstone belt, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 31, pages 1749 à 1762.

LE MAITRE, R.W., 1982. Numerical Petrology: Statistical Interpretation of Geochemical Data. Developments in Petrology; volume 8, 285 pages.

LI, Q.-L. – LI, X.-H. – WU, F.-Y. – YIN, Q.-Z. – YE, H.M. – LIU, Y. – TANG, G.-Q. – ZHANG, C.-L., 2012. In-situ SIMS U–Pb dating of Phanerozoic apatite with low U and high common Pb. *Gondwana Research*; volume 21, pages 745 à 756.

LONEGRAN, L. – SCHEIBER, B.C., 1993. Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain. *Journal of Geological Society of London*; volume 150, pages 719 à 727.

LOPEZ, J.M.G. – BAULUZ, B. – FERNANDEZ-NIETO, C. – OLIETE, C.Y., 2005. Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinitic deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*; volume 214, pages 1 à 19.

LUDDEN, J.N. – GELINAS, L. – TRUDEL, P., 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec: mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276 à 2287.

MACK, G.H., 1981. Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia. *Journal of Sedimentary Research*; volume 51, pages 1247 à 1258.

MACKENZIE, W.S. – GUILFORD, C., 2001. *Atlas de pétrographie : Minéraux de roches observés en lame mince*. Masson: 98 pages.

MANGE, M.A. – WRIGHT, D.T., 2007. Heavy mineral in use. *Developments in Sedimentology*; volume 58, pages 1 à 1283.

MANGE, M. A. – MORTON, A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. *Heavy Minerals In Use: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology*; volume 58, pages 345 à 391.

MARQUES, W. S. – SIAL, A. N. – NEG-LABISE – FERREIRA, V. P. – FREIRE, G. S. S. – CPRM – MANSO, V. A. V., 2008. Principal component analysis (PCA) and mineral associations of litoraneous facies of continental shelf carbonates from northeastern Brazil. *Continental Shelf Research*; volume 28, pages 2709 à 2717.

- MARTIN, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*; volume 46, pages 411 à 429.
- MARTIN, H., 2005. Genesis and Evolution of the Primitive Earth Continental Crust. *Advances in Astrobiology and Biogeophysics*; pages 113 à 163.
- MARTIN-TANGUAY, B., 2012. Pétrographie et caractérisation des oxydes de Fe-Ti à Saint-Charles de Bourget (Québec), associé à la suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. Projet de fin d'étude, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Québec, 71 pages.
- MATHIEU, G. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D., 2011. Géologie – Lac Tilly. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-33H13-2011-01, 1 carte.
- McBRIDE, E.F. – ABEL-WAHAB, A. – McGILVERY, T.A., 1996. Loss of sand-size feldspar and rock fragments along the South Texas Barrier Island, USA. *Sedimentary Geology*; volume 107, pages 37 à 44.
- McDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223 à 253.
- McKILLUP, S. – DARBY DYAR, M., 2010. *Geostatistics Explained: An Introductory Guide for Earth Scientists*. Cambridge University Press; Volume 16, pages 396.
- McLENNAN, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*; volume 21, pages 170 à 200.
- McLENNAN, S.M. – HEMMING, S. – McDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, in *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Special Paper in Geological Society of America; édité par M.J. Johnsson et A. Basu; volume 284, pages 21 à 40
- McLENNAN, S.M. – TAYLOR, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution revisited: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*; volume 99, pages 1 à 21.
- McLENNAN, S.M. – TAYLOR, S.R. – MCGREGOR, V.R., 1984. Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 48, pages 1 à 13.

MÉRIC, J., 2011. Caractérisation géochimiques des magnétites de la zone critique de l'intrusion magmatique de Sept-Iles (Québec, Canada) et intégration a une base de données utilisant la signature géochimique des oxydes de fer comme outil d'exploration. Projet de fin d'étude de Master 2: Université du Québec à Chicoutimi - Université Montpellier 2, France, 48 pages.

MEUNIER, A. – CANER, L. – HUBERT, F. – EL ALBANI, A. – PRET, D., 2013. The weathering intensity scale (WIS): an alternative approach of the chemical index of alteration (CIA). *American Journal of Science*; volume 313, pages 113 à 143.

MIALL, A.D., 1977. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists; Mémoire 5, pages 597 à 604.

MIALL, A.D., 1978. *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists; volume 5, 858 pages.

MIALL, A.D., 1980. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*; volume 28, pages 59 à 79.

MIALL, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*; volume 22, pages 261 à 308.

MIALL, A.D., 1986. Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*; volume 70, pages 131 à 137.

MIALL, A.D., 1992. Alluvial deposits. *Facies Models : Response to Sea Level Change*, Geological association of Canada; pages 119 à 142.

MOLLO, S. – PUTIRKA, K. – IEZZI, G. – SCARLATO, P., 2013. The control of cooling rate on titanomagnetite composition: implications for a geospeedometry model applicable to alkaline rocks from Mt. Etna volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 165, pages 457 à 475.

MORTON, A.C. – HALLSWORTH C.R., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*; volume 90, pages 241 à 256.

MORTON, A.C. – HALLSWORTH C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*; volume 124, pages 3 à 29.

MORTON, A.C. – WHITHAM, A.G. – FANNING, C.M., 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea; integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*; volume 182, pages 3 à 28.

MUECKE, G.K. – PRICE, C. – SARKAR, P., 1979. Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Physics and Chemistry of the Earth*; volume 11, pages 49 à 464.

MUELLER, W.U. – BOWRING, S.A. – CORCORAN, P.L. – PICKETT, C., 1998. Unconformities, major faults and the evolution of volcano-sedimentary basins on the Slave craton. Slave-Northern Cordillera Lithospheric Evolution Transect and Cordilleran Tectonics Workshop Meeting; pages 15 à 16.

MUELLER, W.U. – CORCORAN, P.L., 1997. Volcanology and sedimentology of the Raquette Lake Formation : a remnant dissected arc sequence. NWT Geology Division, Indian and Northern Affairs Canada, EGS-1997-11.

MUELLER, W.U. – CORCORAN, P.L., 1998. Late orogenic basins in the Archean Superior province, Canada: characteristics and inferences. *Sedimentary Geology*; volume 120, pages 177 à 203.

MUELLER, W.U. – CORCORAN, P. – PICKETT, C., 2005. Mesoarchean continental breakup: evolution and inferences from the >2.8 craton-cover succession, Slave Province, Canada. *Journal of Geology*; volume 113, pages 23 à 25.

MUELLER, W.U. – CORCORAN, P.L. – DONALDSON, J.A., 2002. Sedimentology of a tide- and wave-influenced high-energy Archaean coastline : the Jackson Lake Formation, Slave Province, Canada. *Precambrian sedimentary environments: A modern approach to ancient depositional systems*, special publication; volume 33, pages 153 à 182.

MUELLER, W.U. – DONALDSON, J.A. – DUFRESNE, D. – ROCHELEAU, M., 1991. The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 28, pages 1394 à 1406.

MUELLER, W.U. – DONALDSON, J.A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2249 à 2265.

MUELLER, W.U. – DONALDSON, J.A. – DOUCET, P., 1994. Volcanic and tectono-plutonic influences on sedimentation in the Archean Kirkland Basin Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, volume 68, pages 201 à 230.

MUELLER, W.U. – PICKETT, C., 2005. Relative change along the Slave craton coastline: Characteristics of Archean continental rifting. *Sedimentary Geology*; volume 176, pages 97 à 119.

NADOLL, P. – MAUK, J.L. – HAYES, T. – KOENIG, A.E. – BOX, S.E., 2012. Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*; volume 107, pages 1275 à 1292.

NADOLL, P. – ANGERER, T. – MAUK, J.L. – FRENCH, D. – WALSHE J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*; volume 61, pages 1 à 32.

NANCE, W. B. – TAYLOR, S. R., 1977. Rare earth element patterns and crustal evolution II: Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 225 à 231.

NECHAEV, V.P. – ISPHORDING, W.C., 1993. Heavy mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 63, pages 1110 à 1117.

NESBITT, H.W. – YOUNG, G.M., 1982. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*; volume 299, pages 715 à 717.

NESBITT, H.W. – YOUNG, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*; volume 97, pages 129 à 147.

NESBITT, H.W. – YOUNG, G.M. – McLENNAN, S.M. – KEAYS, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology*; volume 104, pages 525 à 542.

NOCITA, B.W. – LOWE, D.R., 1990. Fan-delta sequence in the Archean Fig Tree Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research*; volume 48, pages 375 à 393.

NORMAN, M.D. – DE DECKKER, P., 1990. Trace metals in lacustrine and marine sediments: a case study from the Gulf of Carpentaria, northern Australia. *Chemical Geology*; volume 82, pages 299 à 318.

O'CONNOR, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper*; pages 79 à 84.

OHTA, T. – ARAI, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*; volume 240, pages 280 à 297.

O'NIONS, R.K. – PANKHURST, R.J., 1978. Early Archaean rocks and geochemical evolution of the earth's crust. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 38, pages 211 à 236.

PAQUETTE, L., 1998. Étude stratigraphique et métallogénique d'une séquence arénitique archéenne à conglomérats pyriteux et uranifères, Baie James, Québec, Université du Québec à Montréal (Montréal, Québec); mémoire de maîtrise, 92 pages.

PATIÑO-DOUCE, A.E., 1993. Titanium substitution in biotite; an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology*; volume 108, pages 133 à 162.

PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science letters*; volume 19, pages 290 à 300.

PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956 à 983.

PERCIVAL, J. – SANBORN-BARRIE, M. – SKULSKI, T. – STOT, G. – HELMSTAEDT, H. – WHITE, D., 2006. Tectonic evolution of the western superior province from NATMAP and lithoprobe studies. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 43, pages 1085 à 1117.

PE-PIPER, G.S. – TRIANTAFYLLIDIS, S. – PIPER, D.J.W., 2008. Geochemical Identification of Clastic Sediment Provenance from Known Sources of Similar Geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada. *Journal of Sedimentary Research*; volume 78, pages 595 à 607.

PETTIJOHN, F.J., 1954. Classification of Sandstones. *Journal of Geology*; volume 62, pages 360 à 365.

PICARD, M.D. – McBRIDE, E. F., 1993. Beach sands of Elba Island, Tuscany, Italy: roundness study and evidence of provenance. *Processes controlling the Composition of Clastic Sediments*; volume 284, pages 235 à 245.

PICKETT, C., 2002. A sedimentary facies analysis of the >2.8 Ga Beniah and Bell Lake formations, Slave Province, northwest territories. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Québec, 150 pages.

POTTS, P. J., 1987. *A handbook of silicate rock analysis*. Blackie; 622 pages.

POTVIN-DOUCET, C., 2012. Distribution et comparaison d'éléments traces dans la magnétite contenue dans des granites de types I et S. Projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Québec, 43 pages.

POULSEN, M.L.K. – FRIIS, H. – SVENDSEN, J.B. – JENSEN, C.B. – BRUUN, R., 2007. The application of bulk rock geochemistry to reveal heavy mineral sorting and flow units in thick, massive gravity flow deposits, Siri Canyon Palaeocene sandstones. *Heavy Minerals in Use: Amsterdam. Developments in Sedimentology*; volume 58, pages 1099 à 1121.

RAZJIGAEVA, N.G. – NAUMOVA, V.V., 1992. Trace element composition of detrital magnetite from coastal sediments of northwestern Japan Sea for provenance study. *Journal of Sedimentary Petrology*; volume 62, pages 802 à 809.

RICCI LUCCHI, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. Dans: Allen P.A. et Homewood P. (Editeurs), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists; Publication spéciale, volume 8, pages 105 à 139.

RIDGWAY, K.D. – DECELLES, P.G., 1993. Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional systems in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon Territory, Canada. *Sedimentology*; volume 40, page 645 à 666.

ROLLINSON, H.R., 1993. Using Geochemical Data Evaluation, Presentation, Interpretation Longman Geochemistry; pages 1 à 352.

ROSER, B.P. – KORSCH, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*; volume 97, pages 119 à 139.

RUBEY, W.W., 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. *Journal of Sedimentary Research*; volume 3, pages 3 à 29.

RUDNICK, R.L. – GAO, S., 2003. Composition of the continental crust. *The Crust*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pages 1 à 64.

RUST, B.R. – KOSTER, E.H., 1984. Coarse clastic deposits. *Facies Models*, seconde édition; pages 53 à 69.

SABEEN, H.M. – RAMANUJAM, N. – MORTON, A.C., 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology*; volume 152, pages 279 à 287.

SANO, Y. – OYAMA, T. – TERADA, K. – HIDAKA, H., 1999. Ion microprobe U–Pb dating of apatite. *Chemical Geology*; volume 153, pages 249 à 258.

SAWYER, E.W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology*; volume 55, pages 77 à 95.

SIMARD, M. - LABBÉ, J.-Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLERC, A. – BOILY, M., 2008. Synthèse du Nord-Est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; MM 2008-02, 196 pages et 8 cartes.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011a. Géologie de la région du réservoir Laforge I (33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-01, 47 pages.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011b. Géologie de la région du Lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 47 pages.

SIMPSON, E.L. – ERIKSSON, K.A., 1989. Sedimentology of the Unicoi Formation in southern and central Virginia : evidence for late Proterozoic to early Cambrian rift-to-passive margin transition. Geological Society of American Bulletin; volume 101, pages 42 à 54.

SINGOYI, B. – DANYUSHEVSKY, L. – DAVIDSON, G. J. – LARGE, R. – ZAW, K., 2006. Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP-MS technique. Abstracts of Oral and Poster Presentations from the SEG2006 Conference, Keystone, USA; pages 367 à 368.

SMITH J.V. – BROWN, W.L., 1988. Feldspar minerals, volume 1: Crystal structure and physical properties. Editions Springer-Verlag; 828 pages.

STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. – FRANCIS, D. – LUDDEN, J., 1983. The Petrogenesis of the Lac Guyer Komatiites and Basalts and the Nature of the Komatiite-Komatiitic Basalt Compositional Gap. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 84, pages 6 à 14.

STEIN, H.J. – MARKEY, R.J. – MORGAN, J.W. – HANNAH, J.L. – SCHERSTEN, A., 2001. The remarkable Re–Os chronometer in molybdenite: how and why it works. Terra Nova; volume 13, pages 479 à 486.

SUN, S-S. – NESBITT, H. W., 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 65, pages 301 à 325.

SVENDSEN, J.B. – HARTLEY, N., 2002. Synthetic heavy mineral stratigraphy: applications and limitations. *Marine and Petroleum Geology*; volume 19, pages 389 à 405.

TAYLOR, S.R. – McLENNAN, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*; volume 301, pages 381 à 399.

TAYLOR, S.R. – McLENNAN, S.M., 1985. *The continental crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford; 312 pages.

TAYLOR, S.R. – RUDNICK, R.L. – McLENNAN, S.M. – ERIKSSON, K.A., 1986. Rare earth element patterns in Archean high-grade métasédiments and their tectonic significance. *Geochimica and Cosmochimica Acte*; volume 50, pages 2267 à 2279.

THÉRIAULT, R. - BEAUSÉJOUR, S., 2012. Carte géologique du Québec – Édition 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 carte et fichiers numériques.

THOMAS, W.A., 2011. Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance. *Lithosphere*; volume 3, pages 304 à 308.

THURSTON, P.C. – CHIVERS, K. M., 1990. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 46, pages 21 à 58.

TIRSGAARD, H. – ØXNEVAD, I.E., 1998. Preservation of pre-vegetation mixed fluvio-aolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*; volume 120, pages 295 à 317.

TOMLINSON, K.Y. – HALL, R.P. – HUGHES, D.J. – THURSTON, P.C., 1993. Mafic metavolcanic rocks of the Beardmore-Geraldton greenstone belt: preliminary geochemical findings. *Ontario Geological Survey*; volume 162, pages 54 à 58.

TRACY, R.J. – ROBINSEON, P. – THOMPSON, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*; volume 61, pages 762 à 775.

TRACY, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Reviews in Mineralogy*; volume 10, pages 355 à 397.

TRENDALL, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *International Association of Sedimentologists; Special Publication*, volume 33, pages 33 à 66.

VARGA, A. – SZAKMANY, G. – ARGYELAN, T. – JOZSA, S. - RAUCSIK B. – MATHE, Z., 2007. Complex examination of the upper Paleozoic siliciclastic rocks from Southern Transdanubia, SW Hungary mineralogical, petrographic, and geochemical study. *Special Paper - Geological Society of Americ*; volume 420, pages 221 à 240.

VON EYNATTEN – BARCEL, H. – VIDAL, C. – PAWLOWSKY-GLAHN, V., 2003. Composition and discrimination of sandstones: A statistical evaluation of different analytical methods. *Journal of Sedimentary Research*; volume 73, pages 47 à 57.

WALKER, R.G. – JAMES, N.P., 1992. *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada; 409 pages.

WHALEN, J.B. – CHAPPEL, B.W., 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *American Mineralogist*; volume 73, pages 281 à 296.

WILDEMAN, T.R. – CONDIE, K.C., 1973. Rare earths in Archean graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 439 à 453.

WILDEMAN, T.R. – HASKIN, L.A., 1973. Rare earths in Precambrian sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 37, pages 419 à 439.

WILLIAMS, P.J., 2010. *Classifying IOCG Deposits*. Geological Association of Canada; Short Course Notes; Numéro 20, pages 13 à 21.

YARDLEY, B.W.D. – MACKENZIE, W.S. – GUILFORD, C., 1990. *Atlas of Metamorphic Rocks and Their Textures*. Longman Scientific and Technical; New York, 120 pages.

YANG, S.Y. – JUNG, H.S. – CHOI, M.S. – LI, C.X., 2002. The rare earth element compositions of the Changjiang (Yangtze) and Huanghe (Yellow) river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 201, pages 407 à 419.

YANG, S. – WANG, Z. – GUO, Y. – LI, C. – CAI, J., 2009. Heavy mineral compositions of the Changjiang (Yangtze River) sediments and their provenance-tracing implication. *Journal of Asian Earth Sciences*; volume 35, pages 56 à 65.

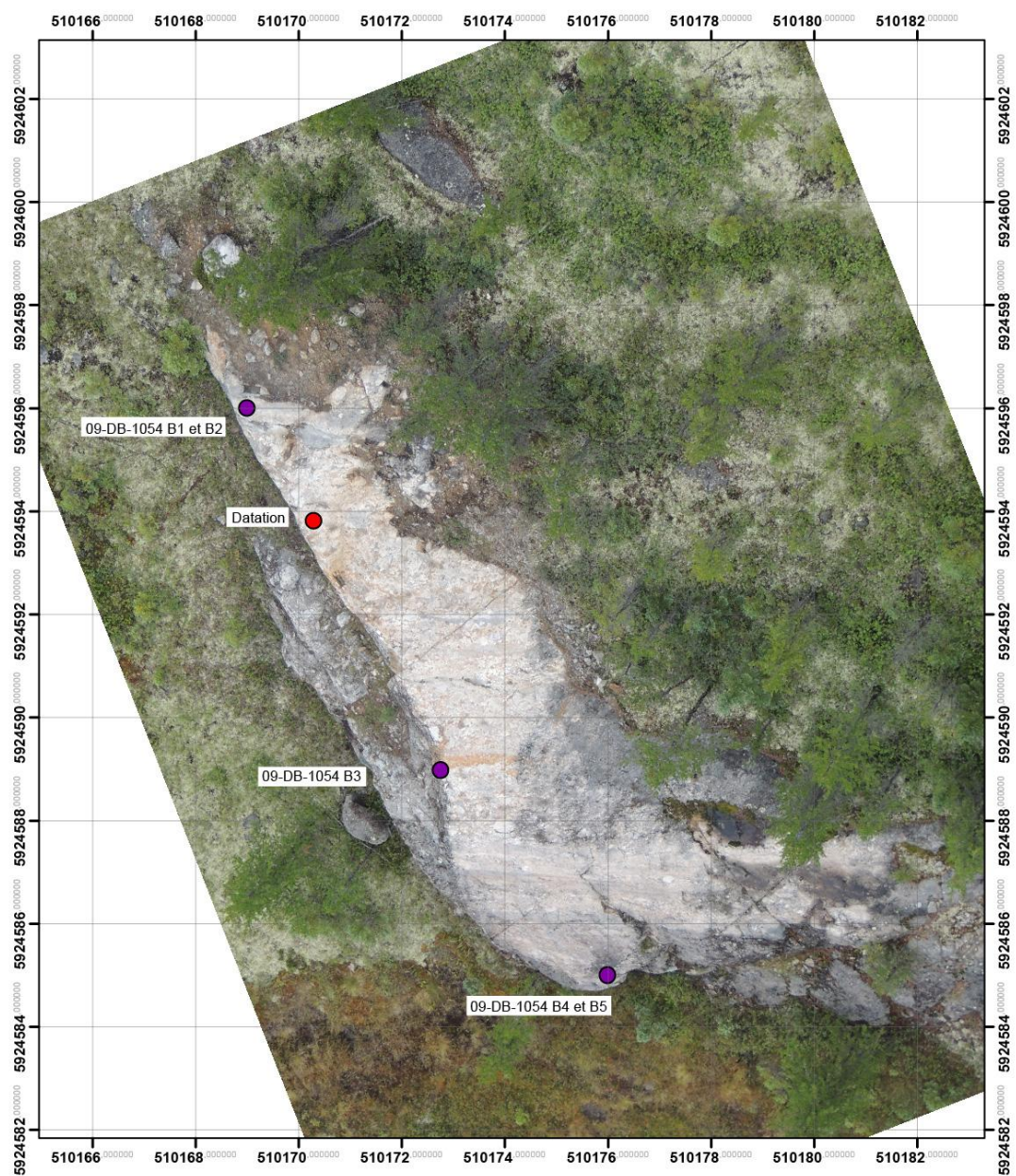
YOUNG, G.M. 1991. The geological record of glaciation: relevance to the climatic history of the Earth. *Geoscience Canada*; volume 18, pages 100 à 108.

ZHANG, Y. – PE-PIPER G., – PIPER D. J. W., 2013. Sediment geochemistry as a provenance indicator: Unravelling the cryptic signatures of polycyclic sources, climate change, tectonism and volcanism *Sedimentology*. *Sedimentology*; pages 1 à 28.

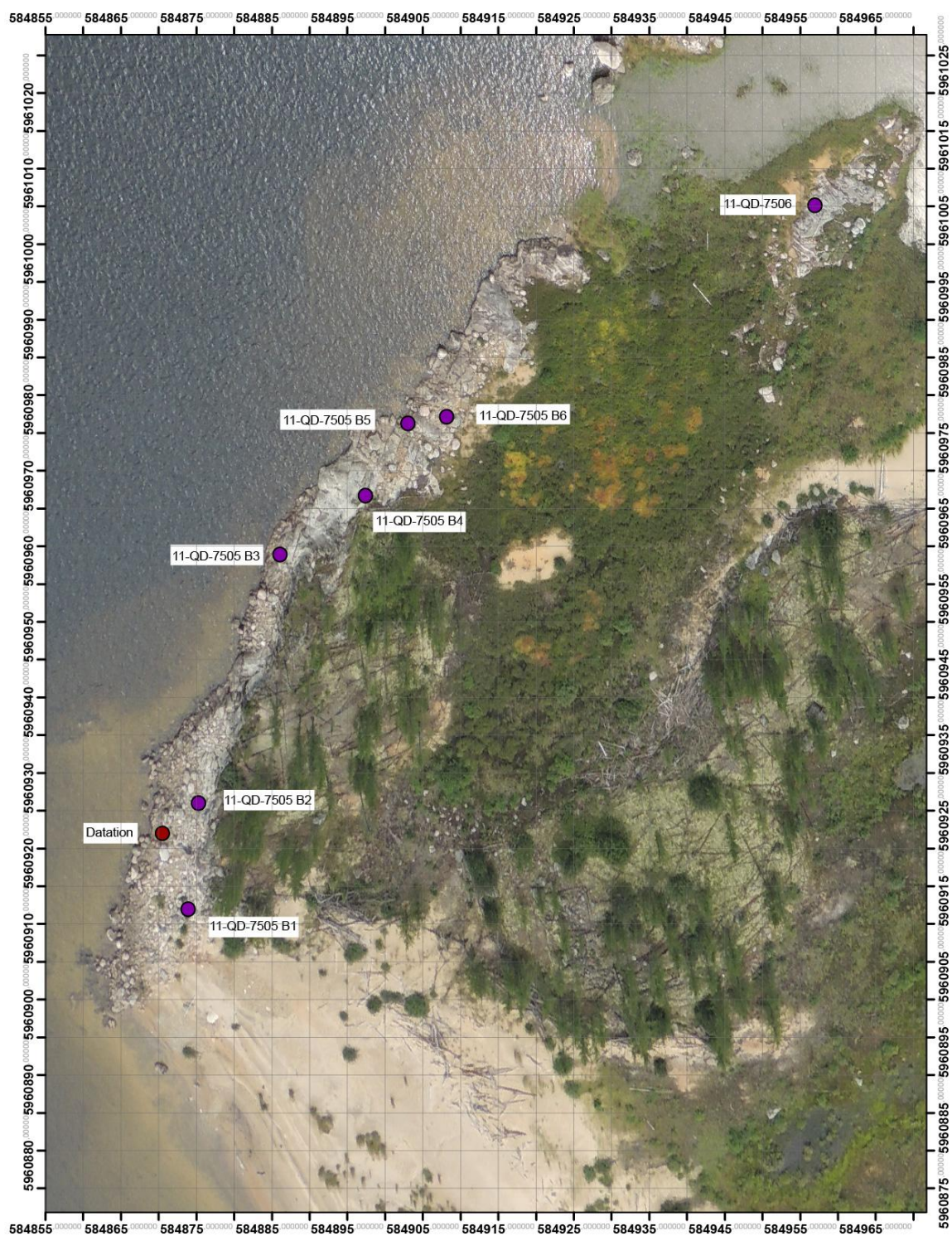
ZIMMERMANN, U. – SPALLETTI, L.A., 2009. Provenance of the Lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): Implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology*; volume 219, pages 7 à 23.

ZEITLER, P.K. – HERCZIG, A.L. – McDOUGALL, I. – HONDA, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 51, pages 2865 à 2868.

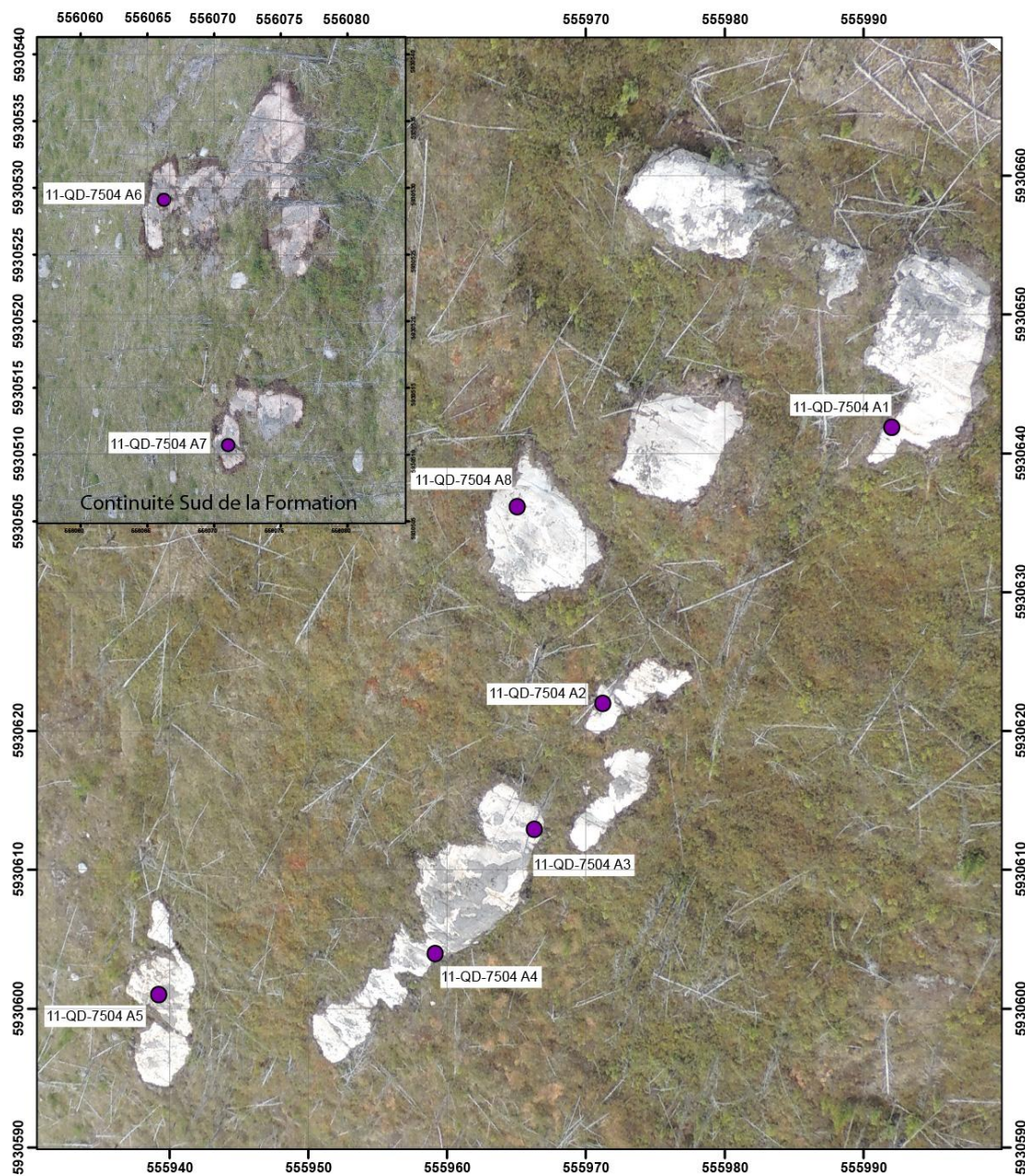
8. ANNEXES



Annexe 8.1. Photographie héliportée et géoréférencée de la Formation de Brune, avec la position des échantillons. Coordonnées en UTM, NAD83, zone 18.



Annexe 8.2. Photographie hélicoptère géoréférencée de la Formation de Keyano, avec la position des échantillons. Coordonnées en UTM, NAD83, zone 18.



Annexe 8.3. Photographie héliportée géoréférencée de la Formation de Magin, avec la position des échantillons. Coordonnées en UTM, NAD83, zone 18.

8.4. Liste des codes des minéraux et des textures utilisés par le MRN.

Minéraux	Textures
AM – Amphibole	AM – Amygdalaire
AP – Apatite	FO - Foliée
BO – Biotite	GF – Grain fin
CL – Chlorite	GG – Grain grossier
EP – Epidote	GM – Grain moyen
FK – Feldspath potassique	GP - Graphique
GR – Grenat	GR - Grenue
HB – Hornblende	MA - Massif
MG - Magnétite	MX - Mélanocrate
MO – Molybdénite	RU - Rubanée
MV - Muscovite	YZ – Tectonite en L/S
PG - Plagioclase	
PX - Pyroxène	
PY - Pyrite	
QZ - Quartz	
TC – Talc	
TM - Trémolite	
ZC – Zircon	

8.5. Analyses lithogéochimiques des grès des formations de Brune, de Keyano et de Magin (oxydes en % poids, éléments en traces en ppm) réalisées par ICP-AES et ICP-MS (voir section 3.2). Source : SIGEOM. LD = limite de détection.

Keyano	Al₂O₃	CaO	Cr₂O₃	Fe₂O₃[†]	K₂O	MgO	MnO	Na₂O	P₂O₅	SiO₂	TiO₂	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb
7505 B1	16,67	2,15	0,01	4,48	3,60	1,66	0,05	4,49	0,12	65,39	0,39	0,70	99,01	1574	8,8	17,4	3,5	19,2	2,4	0,1	4,2	41,0	3,0	175,7
7505 B2	14,81	2,91	0,02	3,76	1,75	1,92	0,06	4,00	0,10	69,59	0,31	0,60	99,22	508	12,3	3,2	4,3	16,9	3,3	0,1	4,8	40,0	2,9	58,6
7505 B3	14,36	3,44	0,02	5,51	1,56	1,88	0,06	3,71	0,13	68,12	0,37	0,70	99,16	481	13,4	2,7	23,0	15,9	3,2	0,7	4,4	57,0	4,8	46,2
7505 B4	14,40	4,12	0,02	4,03	0,93	1,59	0,07	3,85	0,09	69,82	0,31	0,70	99,22	325	10,6	1,5	27,1	16,0	2,2	1,1	3,1	48,0	3,4	25,2
7505 B5	14,23	2,84	0,01	2,85	1,30	1,28	0,04	4,27	0,07	72,13	0,23	0,60	99,25	550	8,9	5,2	1,4	15,4	2,2	0,1	2,5	32,0	3,2	45,4
7505 B6	13,94	2,79	0,01	3,61	1,39	1,20	0,03	4,12	0,09	71,79	0,24	0,60	99,21	359	9,0	9,1	39,3	16,1	3,7	0,3	3,5	27,0	3,3	52,5
7506 B	15,10	3,05	0,02	4,69	1,85	2,09	0,05	4,20	0,11	67,22	0,40	1,00	98,77	585	12,0	10,0	4,2	18,9	3,7	0,1	4,4	50,0	2,3	138,8
Magin	Al₂O₃	CaO	Cr₂O₃	Fe₂O₃[†]	K₂O	MgO	MnO	Na₂O	P₂O₅	SiO₂	TiO₂	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb
7504 A1	14,06	1,87	0,01	2,97	2,65	0,72	0,04	3,73	0,09	72,34	0,31	1,00	98,79	838	7,5	3,1	1,9	16,0	2,4	1,5	3,5	32,0	5,4	68,1
7504 A2	15,22	3,16	0,02	5,63	2,17	0,72	0,04	3,67	0,15	67,52	0,51	0,90	98,81	790	13,7	5,6	32,9	18,4	4,6	0,9	4,9	32,0	6,3	67,2
7504 A3	15,42	2,43	0,01	3,37	2,63	0,73	0,03	4,26	0,18	69,66	0,29	0,80	99,00	981	7,2	4,6	6,2	16,5	1,9	0,8	2,5	22,0	4,6	62,1
7504 A4	13,69	0,89	0,01	22,40	3,53	0,95	0,24	1,13	0,11	55,38	0,30	1,20	98,63	870	21,5	4,8	38,8	17,3	2,8	0,3	2,7	32,0	2,3	69,4
7504 A5	14,71	3,10	0,02	7,79	2,09	1,25	0,07	3,96	0,15	64,29	0,49	0,70	97,92	862	13,0	3,9	33,0	20,0	2,9	0,5	3,8	34,0	15,0	60,0
7504 A6	14,45	3,23	0,02	10,33	1,97	1,72	0,09	3,66	0,22	62,36	0,67	0,73	98,72	571	19,0	5,0	20,0	22,0	4,0	0,5	5,1	39,0	15,0	64,0
7504 A7	15,52	3,40	0,02	8,40	2,94	2,05	0,06	4,06	0,21	62,64	0,60	1,12	99,90	931	17,0	5,1	24,0	21,0	3,6	0,5	5,2	29,0	19,0	88,0
7503 A	14,23	2,62	0,02	5,98	2,01	1,31	0,06	4,06	0,14	68,00	0,40	1,00	98,82	725	11,5	3,2	27,2	17,0	3,1	1,6	4,8	29,0	4,8	56,6
Brune	Al₂O₃	CaO	Cr₂O₃	Fe₂O₃[†]	K₂O	MgO	MnO	Na₂O	P₂O₅	SiO₂	TiO₂	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb
1054 B1	13,14	4,65	0,01	5,58	1,70	2,57	0,13	2,41	0,07	68,54	0,38	0,70	99,18	224	18,7	2,9	21,9	16,2	2,4	5,3	4,9	47,0	2,6	52,7
1054 B2	12,59	2,76	0,01	2,33	1,31	0,86	0,06	3,57	0,03	75,36	0,16	0,90	99,03	157	6,5	1,4	2,4	15,2	2,2	5,0	3,8	22,0	3,4	40,4
1054 B3	13,32	4,35	0,01	7,24	2,55	2,22	0,12	1,44	0,08	66,34	0,48	1,70	98,15	431	22,8	3,4	46,7	14,7	2,8	3,1	4,8	51,0	3,5	93,7
1054 B4	10,58	4,41	0,01	3,36	1,41	1,70	0,11	0,89	0,05	75,95	0,20	1,30	98,66	175	10,4	3,1	34,5	10,7	2,9	7,1	4,2	30,0	3,4	58,2
1054 B5	10,49	4,18	0,01	3,43	1,47	1,57	0,11	1,06	0,03	74,07	0,21	1,50	96,62	180	10,0	3,2	45,0	14,0	1,9	7,0	3,1	25,0	14,0	63,0
LD	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1		5	0,2	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	1,0	0,1	0,1

Keyano	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
7505 B1	8	573	< 0,1	5,8	1,3	67	0,3	6,7	49	74,0	17,80	31,70	4,35	16,40	2,69	0,86	1,92	0,25	1,18	0,25	0,78	0,11	0,57	0,10
7505 B2	7	509	< 0,1	5,0	1,2	59	0,3	5,8	43	119,3	18,10	40,70	4,28	16,50	2,15	0,61	1,78	0,16	1,20	0,24	0,55	0,08	0,52	0,07
7505 B3	8	507	< 0,1	5,6	1,3	71	0,3	8,0	40	120,6	13,00	24,10	2,93	12,10	1,86	0,58	1,24	0,20	1,27	0,20	1,03	0,09	0,78	0,12
7505 B4	8	479	< 0,1	3,7	1,1	58	0,3	7,8	28	77,0	5,70	12,10	1,58	5,60	1,24	0,52	1,63	0,22	1,10	0,31	0,91	0,11	0,72	0,10
7505 B5	6	501	< 0,1	3,4	0,8	31	0,6	5,2	33	66,2	19,40	38,40	4,58	16,80	2,25	0,66	1,63	0,18	1,14	0,21	0,48	0,07	0,45	0,07
7505 B6	6	574	< 0,1	6,9	4,6	46	0,6	4,8	35	95,6	19,70	37,60	4,39	15,90	2,50	0,61	1,57	0,19	0,97	0,19	0,62	0,07	0,57	0,07
7506 B	9	639	< 0,1	4,5	0,5	76	0,3	6,6	51	117,1	12,80	28,00	3,10	11,10	1,80	0,59	1,34	0,21	1,35	0,24	0,66	0,12	0,60	0,10
Magin	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
7504 A1	6	533	< 0,1	9,2	1,7	55	1,5	6,6	24	87,4	34,70	66,90	7,15	25,90	3,67	0,94	2,02	0,27	1,40	0,27	0,69	0,11	0,68	0,10
7504 A2	11	844	0,5	8,8	1,3	113	0,9	12,4	53	133,0	52,20	98,70	11,16	42,40	5,86	1,32	4,21	0,45	2,17	0,38	1,35	0,14	0,96	0,18
7504 A3	6	779	< 0,1	6,3	1,2	42	1,2	6,7	35	80,8	23,10	42,10	4,76	17,00	2,81	0,80	2,12	0,24	1,27	0,23	0,58	0,09	0,73	0,09
7504 A4	6	190	< 0,1	4,5	1,5	41	2,8	6,3	113	84,2	19,20	35,40	4,15	12,20	2,13	0,52	1,89	0,21	0,91	0,15	0,50	0,08	0,70	0,07
7504 A5	9	603	< 0,1	8,3	2,6	124	1,3	9,4	51	110,0	38,30	71,90	7,76	28,80	4,50	0,99	3,04	0,35	1,73	0,32	0,85	0,12	0,81	0,14
7504 A6	10	544	< 0,1	11,2	2,2	190	0,9	11,4	78	150,0	64,90	113,00	12,50	44,30	6,50	1,35	3,79	0,46	2,26	0,41	1,14	0,17	1,09	0,17
7504 A7	11	638	0,6	10,0	2,8	161	< 0,5	11,7	78	134,0	34,50	68,70	7,86	29,80	4,88	1,13	3,39	0,44	2,18	0,41	1,14	0,16	1,05	0,16
7503 A	9	502	< 0,1	9,8	1,5	87	0,8	8,6	43	96,8	36,20	67,00	7,52	26,50	4,21	1,03	2,58	0,35	1,65	0,31	0,89	0,14	0,82	0,14
Brune	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1054 B1	12	157	0,5	5,1	1,5	94	1,4	15,5	57	83,7	18,00	35,50	3,99	14,10	2,72	0,62	2,94	0,46	2,85	0,53	1,58	0,27	1,58	0,23
1054 B2	5	168	0,6	5,1	1,2	33	< 0,5	10,6	19	64,5	12,20	23,10	2,73	8,50	1,80	0,34	1,71	0,30	1,91	0,41	1,19	0,19	1,27	0,18
1054 B3	12	188	< 0,1	5,5	1,4	92	< 0,5	12,6	66	98,6	16,20	33,20	3,61	14,10	2,38	0,61	2,24	0,36	1,88	0,47	1,23	0,19	1,24	0,17
1054 B4	5	108	0,6	5,3	3,9	40	0,8	14,7	37	73,1	13,10	26,70	3,04	12,50	2,27	0,39	2,10	0,34	2,49	0,50	1,60	0,22	1,54	0,23
1054 B5	6	109	0,5	6,3	3,7	45	< 0,5	14,3	14	64,0	13,70	26,90	3,06	11,10	2,32	0,39	2,14	0,36	2,21	0,46	1,40	0,22	1,55	0,26
LD	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	1	1	0,1	0,2	0,1	8	0,5	0,1	1	0,1	0,10	0,10	0,02	0,30	0,05	0,02	0,10	0,01	0,10	0,02	0,03	0,01	0,10	0,01

8.6. Analyses des clastes de conglomérats des formations de Brune, de Keyano et de Magin (oxydes en % poids, éléments en traces en ppm) réalisées par ICP-AES et ICP-MS (voir section 3.2). Source : SIGEOM. LD = limite de détection.

Lithologie	Keyano	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3t	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb
Tonalite 1	7505C	14,29	3,37	< 0,01	0,69	0,30	0,19	0,01	4,69	0,02	76,81	0,05	0,31	100,40	185	1,0	0,3	12,0	16,0	1,0	< 1	1,1	17,0	12,0
Tonalite 2	7505D	16,67	3,87	< 0,01	4,50	1,84	1,72	0,05	4,52	0,17	65,12	0,45	0,80	98,90	573	10,0	3,1	9,0	18,0	3,0	< 1	2,0	31,0	13,0
Tonalite 3	7505E	14,42	2,60	< 0,01	2,11	0,81	0,57	0,03	5,20	0,01	72,18	0,21	0,40	98,13	548	3,0	1,1	14,0	16,0	2,4	< 1	1,1	9,0	22,0
Monzodiorite quartzifère	7505F	14,81	3,07	< 0,01	4,02	2,07	1,59	0,05	3,92	0,15	68,98	0,38	0,76	99,05	923	8,0	3,2	4,0	17,0	3,5	< 1	6,9	26,0	23,0
chert ferrugineux	7505G	2,83	1,62	< 0,01	27,47	0,35	1,15	0,10	0,54	0,23	64,92	0,12	0,78	99,33	86	18,0	1,0	424,0	19,0	0,3	3,0	0,4	43,0	18,0
Amphibolite de Gabbro	7505H	8,25	10,54	0,26	8,91	0,60	12,84	0,28	1,72	0,14	53,04	0,45	1,36	97,03	88	37,0	0,4	< 1	12,0	1,4	< 1	3,4	218,0	5,0
Amphibolite de pyroxénite	7505J	4,83	11,64	0,37	10,65	0,41	16,09	0,36	0,47	< 0,01	53,47	0,09	1,69	98,38	35	77,0	0,5	16,0	9,0	0,3	10,0	1,0	1760,0	3,0
Lithologie	Magin	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3t	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb
Tonalite 1	7504C	12,83	1,18	< 0,01	1,01	2,58	0,16	0,01	4,86	< 0,01	74,67	0,06	1,16	97,36	351	1,0	0,8	24,0	15,0	2,0	2,0	5,1	5,0	67,0
Tonalite 2	7504D	15,58	3,11	< 0,01	3,67	1,39	1,18	0,05	4,84	0,12	68,88	0,35	1,34	99,17	528	6,0	4,4	49,0	22,0	3,0	< 1	3,1	10,0	18,0
Tonalite 3	7504E	14,79	3,08	< 0,01	4,24	1,87	1,58	0,06	4,07	0,16	68,74	0,41	1,34	99,00	562	8,0	4,5	5,0	18,0	3,9	2,0	5,9	22,0	17,0
Amphibolite d'ultramafique	7504F	0,91	10,11	0,26	8,65	0,04	21,58	0,31	0,12	< 0,01	56,27	0,02	2,36	98,26	5	67,0	0,2	16,0	3,0	< 0,1	3,0	0,3	1720,0	3,0
Formation de fer	7504G	0,52	1,00	< 0,01	48,89	0,04	0,22	0,05	0,04	0,24	49,34	0,04	-0,59	100,38	15	13,0	0,2	97,0	4,0	0,2	1,0	0,2	17,0	3,0
Basalte	7504H	14,29	8,92	0,03	10,23	1,35	4,13	0,21	2,42	0,15	54,71	0,81	2,67	97,25	226	29,0	2,2	7,0	17,0	1,9	< 1	3,1	66,0	9,0
Lithologie	Brune	Al2O3	CaO	Cr2O3	Fe2O3t	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	PAF	Total	Ba	Co	Cs	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni	Pb
Tonalite 1	1054C	12,81	2,25	< 0,01	1,46	2,01	0,41	0,03	3,69	0,02	74,00	0,03	1,31	96,70	138	4,0	1,1	16,0	16,0	1,3	1,0	0,4	17,0	18,0
Tonalite 2	1054D	13,59	1,96	< 0,01	1,97	2,40	0,36	0,03	3,25	0,03	75,95	0,14	1,28	99,68	219	4,0	1,5	4,0	16,0	2,6	< 1	3,3	9,0	20,0
Tonalite 3	1054E	12,82	2,42	< 0,01	1,13	0,87	0,31	0,03	4,70	0,02	76,78	0,05	1,18	99,13	79	3,0	0,5	11,0	14,0	2,3	1,0	2,2	10,0	20,0
Amphibolite de pyroxénite	1054F	11,04	12,45	0,25	20,95	1,08	8,96	0,53	1,04	0,19	41,72	1,55	1,13	99,76	68	82,0	0,5	29,0	23,0	2,2	< 1	8,2	360,0	6,0
	LD	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1		5	0,2	0,1	1,0	0,5	0,1	1,0	0,1	1,0	0,1

Keyano	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
7505C	5	1	581	0,2	1,2	0,8	9	0,9	1,8	8	27,0	3,60	12,60	0,92	3,61	0,71	0,42	0,51	0,08	0,39	0,07	0,18	0,02	0,16	0,03
7505D	51	6	593	0,3	5,8	1,6	72	< 0,5	5,6	44	117,0	18,70	39,00	4,79	17,90	3,11	0,85	1,70	0,23	1,14	0,21	0,56	0,08	0,51	0,09
7505E	17	2	546	0,2	4,2	1,4	26	1,0	1,9	24	77,0	8,25	16,80	1,67	5,90	0,94	0,42	0,60	0,07	0,35	0,07	0,19	0,03	0,20	0,04
7505F	53	6	540	0,9	14,7	3,6	60	< 0,5	9,4	46	130,0	38,20	71,80	7,87	28,60	4,20	0,85	2,81	0,36	1,84	0,35	0,96	0,15	1,01	0,17
7505G	11	5	57	< 0,1	0,8	0,4	261	0,6	18,3	164	11,0	5,44	11,50	1,52	6,33	1,75	0,50	1,97	0,39	2,63	0,61	1,83	0,32	2,24	0,36
7505H	14	45	147	0,4	0,6	1,8	160	< 0,5	13,7	97	52,0	5,64	12,80	1,66	7,28	1,83	0,67	2,14	0,38	2,47	0,51	1,44	0,22	1,46	0,24
7505J	11	9	11	< 0,1	< 0,2	< 0,1	109	< 0,5	7,5	86	11,0	1,77	4,49	0,69	3,37	0,95	0,81	0,90	0,16	1,00	0,22	0,73	0,13	0,90	0,14

Keyano	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
7504C	31	2	505	1,2	9,1	4,6	11	< 0,5	8,7	9	63,0	7,95	16,30	2,04	8,31	1,93	0,34	1,53	0,23	1,40	0,27	0,82	0,14	1,04	0,18
7504D	38	6	753	0,4	5,3	1,6	57	< 0,5	6,6	39	104,0	20,40	39,90	4,58	17,30	2,82	0,68	1,85	0,24	1,19	0,22	0,60	0,09	0,60	0,11
7504E	56	6	589	0,7	14,6	2,5	61	< 0,5	9,5	52	137,0	38,10	72,50	7,95	28,40	4,54	1,00	2,94	0,37	1,85	0,33	0,92	0,14	0,95	0,14
7504F	< 1	4	11	< 0,1	< 0,2	0,5	21	< 0,5	2,2	125	6,0	1,03	1,67	0,17	0,79	0,27	0,11	0,28	0,05	0,33	0,07	0,25	0,04	0,30	0,06
7504G	2	< 1	16	< 0,1	< 0,2	0,3	37	< 0,5	6,7	28	8,0	3,17	5,93	0,72	2,93	0,66	0,26	0,80	0,12	0,83	0,18	0,57	0,08	0,58	0,10
7504H	32	28	360	0,2	1,7	0,5	203	< 0,5	16,1	76	78,0	12,10	26,80	3,36	14,00	2,93	0,92	2,73	0,44	2,76	0,58	1,63	0,25	1,73	0,28

Keyano	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1054C	34	1	170	< 0,1	2,3	1,6	10	< 0,5	7,0	20	27,0	5,88	10,80	1,15	4,26	0,87	0,23	0,90	0,16	1,07	0,24	0,69	0,11	0,76	0,13
1054D	43	3	161	0,2	10,9	1,4	15	< 0,5	7,2	28	85,0	18,90	35,40	3,70	12,60	2,28	0,29	1,85	0,26	1,34	0,23	0,61	0,09	0,60	0,11
1054E	23	2	160	0,3	1,2	1,5	11	< 0,5	9,2	15	56,0	8,61	15,50	1,63	5,62	1,17	0,28	1,19	0,21	1,35	0,29	0,92	0,15	1,03	0,18
1054F	9	29	14	0,5	0,7	2,7	356	1,7	25,9	170	86,0	5,94	15,70	2,28	11,90	3,59	1,01	4,39	0,77	4,32	0,84	2,47	0,37	2,36	0,37

LD	1	1	1	0,1	0,2	0,1	8	0,5	0,1	1	0,1	0,10	0,10	0,02	0,30	0,05	0,02	0,10	0,01	0,10	0,02	0,03	0,01	0,10	0,01
-----------	---	---	---	-----	-----	-----	---	-----	-----	---	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

	Th	U	V	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cu	Pb	Zn
SiO2	-0,26	0,20	-0,54	-0,51	0,12	-0,39	-0,37	-0,39	-0,36	-0,37	-0,45	-0,35	-0,16	0,15	0,24	0,24	0,23	0,24	0,26	-0,19	-0,26	-0,91
Al2O3	0,20	-0,50	0,34	0,46	-0,56	0,30	0,30	0,33	0,35	0,28	0,57	0,14	-0,18	-0,46	-0,54	-0,56	-0,61	-0,72	-0,65	-0,45	0,01	0,28
Fe2O3'	0,13	-0,02	0,28	0,27	-0,01	0,26	0,24	0,25	0,19	0,22	0,17	0,24	0,12	-0,09	-0,17	-0,14	-0,11	-0,04	-0,12	0,37	0,16	0,89
MgO	-0,19	-0,01	0,33	0,22	0,37	-0,26	-0,24	-0,25	-0,22	-0,17	-0,17	-0,03	0,20	0,35	0,39	0,37	0,43	0,32	0,29	0,13	0,06	0,20
CaO	-0,17	0,20	0,17	-0,01	0,66	-0,24	-0,23	-0,25	-0,19	-0,14	-0,24	0,11	0,39	0,61	0,69	0,71	0,64	0,64	0,63	0,38	0,13	-0,30
Na2O	0,20	-0,36	0,18	0,29	-0,61	0,22	0,22	0,24	0,26	0,19	0,43	-0,03	-0,27	-0,42	-0,50	-0,53	-0,58	-0,69	-0,58	-0,63	0,02	-0,23
K2O	0,34	-0,10	0,24	0,18	-0,09	0,33	0,33	0,35	0,32	0,35	0,42	0,28	0,14	-0,11	-0,15	-0,22	-0,14	-0,18	-0,17	-0,07	0,15	0,64
TiO2	0,66	-0,10	0,96	0,83	0,23	0,72	0,72	0,73	0,74	0,76	0,81	0,73	0,60	0,31	0,21	0,17	0,09	0,01	0,11	0,13	0,57	0,60
P2O5	0,66	-0,08	0,75	0,76	-0,12	0,70	0,69	0,71	0,71	0,71	0,82	0,57	0,30	-0,01	-0,17	-0,18	-0,28	-0,29	-0,21	-0,08	0,52	0,52
MnO	-0,21	0,08	-0,02	-0,15	0,32	-0,13	-0,15	-0,16	-0,21	-0,14	-0,29	0,05	0,16	0,18	0,20	0,21	0,32	0,39	0,24	0,51	-0,04	0,63
Cr2O3	0,36	-0,21	0,67	0,81	-0,17	0,44	0,47	0,47	0,52	0,44	0,61	0,36	0,13	-0,09	-0,20	-0,14	-0,32	-0,38	-0,27	0,05	0,29	0,33
Ni	-0,32	-0,44	0,19	0,28	-0,02	-0,25	-0,25	-0,25	-0,22	-0,26	-0,11	-0,22	-0,13	-0,09	-0,05	0,06	-0,02	-0,10	-0,12	0,02	-0,27	0,17
Sc	0,32	-0,23	0,74	0,58	0,42	0,37	0,39	0,39	0,42	0,45	0,51	0,60	0,62	0,45	0,41	0,38	0,35	0,22	0,28	0,24	0,26	0,45
Ba	0,34	-0,23	0,24	0,21	-0,38	0,37	0,37	0,40	0,40	0,38	0,58	0,23	-0,04	-0,34	-0,41	-0,44	-0,44	-0,52	-0,42	-0,31	0,15	0,37
Co	0,16	-0,04	0,56	0,48	0,38	0,27	0,27	0,27	0,25	0,29	0,22	0,43	0,45	0,32	0,29	0,27	0,29	0,28	0,21	0,49	0,21	0,84
Cs	0,03	0,01	0,05	0,05	-0,33	0,05	0,04	0,09	0,09	0,08	0,21	-0,05	-0,17	-0,29	-0,32	-0,30	-0,28	-0,41	-0,30	-0,24	-0,10	0,18
Ga	0,54	-0,21	0,75	0,69	-0,19	0,63	0,63	0,64	0,63	0,63	0,74	0,51	0,26	-0,06	-0,20	-0,26	-0,25	-0,36	-0,25	-0,20	0,51	0,51
Hf	0,52	0,16	0,61	0,86	0,07	0,61	0,63	0,64	0,65	0,61	0,59	0,51	0,31	0,15	0,01	0,10	-0,09	-0,12	0,00	0,17	0,24	0,45
Nb	0,50	0,02	0,70	0,69	0,47	0,44	0,46	0,46	0,49	0,51	0,47	0,54	0,59	0,55	0,49	0,50	0,43	0,30	0,40	0,06	0,26	0,32
Rb	0,10	-0,12	0,18	0,14	-0,07	0,07	0,07	0,10	0,10	0,12	0,22	0,04	0,03	-0,07	-0,06	-0,11	-0,01	-0,17	-0,07	-0,23	0,01	0,31
Sr	0,39	-0,23	0,34	0,54	-0,48	0,47	0,48	0,50	0,53	0,45	0,67	0,25	-0,10	-0,35	-0,48	-0,46	-0,61	-0,66	-0,51	-0,35	0,17	0,01

	SiO2	Al2O3	Fe2O3 ¹	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr
Th	-0,26	0,20	0,13	-0,19	-0,17	0,20	0,34	0,66	0,66	-0,21	0,36	-0,32	0,32	0,34	0,16	0,03	0,54	0,52	0,50	0,10	0,39
U	0,20	-0,50	-0,02	-0,01	0,20	-0,36	-0,10	-0,10	-0,08	0,08	-0,21	-0,44	-0,23	-0,23	-0,04	0,01	-0,21	0,16	0,02	-0,12	-0,23
V	-0,54	0,34	0,28	0,33	0,17	0,18	0,24	0,96	0,75	-0,02	0,67	0,19	0,74	0,24	0,56	0,05	0,75	0,61	0,70	0,18	0,34
Zr	-0,51	0,46	0,27	0,22	-0,01	0,29	0,18	0,83	0,76	-0,15	0,81	0,28	0,58	0,21	0,48	0,05	0,69	0,86	0,69	0,14	0,54
Y	0,12	-0,56	-0,01	0,37	0,66	-0,61	-0,09	0,23	-0,12	0,32	-0,17	-0,02	0,42	-0,38	0,38	-0,33	-0,19	0,07	0,47	-0,07	-0,48
La	-0,39	0,30	0,26	-0,26	-0,24	0,22	0,33	0,72	0,70	-0,13	0,44	-0,25	0,37	0,37	0,27	0,05	0,63	0,61	0,44	0,07	0,47
Ce	-0,37	0,30	0,24	-0,24	-0,23	0,22	0,33	0,72	0,69	-0,15	0,47	-0,25	0,39	0,37	0,27	0,04	0,63	0,63	0,46	0,07	0,48
Pr	-0,39	0,33	0,25	-0,25	-0,25	0,24	0,35	0,73	0,71	-0,16	0,47	-0,25	0,39	0,40	0,27	0,09	0,64	0,64	0,46	0,10	0,50
Nd	-0,36	0,35	0,19	-0,22	-0,19	0,26	0,32	0,74	0,71	-0,21	0,52	-0,22	0,42	0,40	0,25	0,09	0,63	0,65	0,49	0,10	0,53
Sm	-0,37	0,28	0,22	-0,17	-0,14	0,19	0,35	0,76	0,71	-0,14	0,44	-0,26	0,45	0,38	0,29	0,08	0,63	0,61	0,51	0,12	0,45
Eu	-0,45	0,57	0,17	-0,17	-0,24	0,43	0,42	0,81	0,82	-0,29	0,61	-0,11	0,51	0,58	0,22	0,21	0,74	0,59	0,47	0,22	0,67
Gd	-0,35	0,14	0,24	-0,03	0,11	-0,03	0,28	0,73	0,57	0,05	0,36	-0,22	0,60	0,23	0,43	-0,05	0,51	0,51	0,54	0,04	0,25
Tb	-0,16	-0,18	0,12	0,20	0,39	-0,27	0,14	0,60	0,30	0,16	0,13	-0,13	0,62	-0,04	0,45	-0,17	0,26	0,31	0,59	0,03	-0,10
Dy	0,15	-0,46	-0,09	0,35	0,61	-0,42	-0,11	0,31	-0,01	0,18	-0,09	-0,09	0,45	-0,34	0,32	-0,29	-0,06	0,15	0,55	-0,07	-0,35
Ho	0,24	-0,54	-0,17	0,39	0,69	-0,50	-0,15	0,21	-0,17	0,20	-0,20	-0,05	0,41	-0,41	0,29	-0,32	-0,20	0,01	0,49	-0,06	-0,48
Er	0,24	-0,56	-0,14	0,37	0,71	-0,53	-0,22	0,17	-0,18	0,21	-0,14	0,06	0,38	-0,44	0,27	-0,30	-0,26	0,10	0,50	-0,11	-0,46
Tm	0,23	-0,61	-0,11	0,43	0,64	-0,58	-0,14	0,09	-0,28	0,32	-0,32	-0,02	0,35	-0,44	0,29	-0,28	-0,25	-0,09	0,43	-0,01	-0,61
Yb	0,24	-0,72	-0,04	0,32	0,64	-0,69	-0,18	0,01	-0,29	0,39	-0,38	-0,10	0,22	-0,52	0,28	-0,41	-0,36	-0,12	0,30	-0,17	-0,66
Lu	0,26	-0,65	-0,12	0,29	0,63	-0,58	-0,17	0,11	-0,21	0,24	-0,27	-0,12	0,28	-0,42	0,21	-0,30	-0,25	0,00	0,40	-0,07	-0,51
Cu	-0,19	-0,45	0,37	0,13	0,38	-0,63	-0,07	0,13	-0,08	0,51	0,05	0,02	0,24	-0,31	0,49	-0,24	-0,20	0,17	0,06	-0,23	-0,35
Pb	-0,26	0,01	0,16	0,06	0,13	0,02	0,15	0,57	0,52	-0,04	0,29	-0,27	0,26	0,15	0,21	-0,10	0,51	0,24	0,26	0,01	0,17
Zn	-0,91	0,28	0,89	0,20	-0,30	-0,23	0,64	0,60	0,52	0,63	0,33	0,17	0,45	0,37	0,84	0,18	0,51	0,45	0,32	0,31	0,01

8.8. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des grès des formations de Keyano et de Magin; LD = Limite de Détection par LA-ICP-MS (voir section 4.4.3). Les principales inclusions ont été enlevées pour obtenir de réelles valeurs.

Keyano	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7505-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,07	<LD	<LD	272,3	0,73	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	8,2	331	8,9	153,0	15,6	17,37	827,8	69,9	3920
7505-2	1467	<LD	<LD	20	0,06	<LD	<LD	773,8	1,05	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	0,5	<LD	40,7	497	13,1	270,1	88,3	37,23	1839,6	89,3	3431
7505-3	3504	<LD	<LD	61	0,06	<LD	<LD	380,3	1,29	<LD	0,4	1,2	<LD	<LD	<LD	<LD	42,3	628	12,9	263,5	282,3	38,18	1883,4	110,3	3183
7505-4	3270	<LD	0,86	31	1,95	3,71	0,09	1314,0	1,15	0,03	0,2	1,1	<LD	<LD	49,3	<LD	30,4	318	310,3	329,2	67,7	34,68	1671,7	155,5	1475
7505-5	927	<LD	<LD	14	<LD	<LD	<LD	370,8	0,78	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,7	<LD	33,9	316	8,6	274,5	101,5	36,50	1629,4	83,2	3964
7505-6	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	419,8	0,94	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	0,2	<LD	36,6	415	15,4	289,1	190,5	42,34	1681,9	116,3	6344
7505-7	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	782,6	0,94	<LD	<LD	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	38,4	393	36,6	276,7	90,5	29,35	1695,8	98,6	3927
7505-8	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	513,9	1,07	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,5	<LD	33,9	328	12,4	343,1	84,0	36,50	1890,0	116,1	3066
7505-9	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	516,8	0,93	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	23,6	405	8,7	372,3	105,1	26,13	1396,5	85,7	3519
7505-10	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	397,9	0,99	0,07	0,2	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	22,3	399	28,5	378,1	138,7	30,51	1489,2	104,4	4468
7505-11	<LD	<LD	0,10	<LD	0,23	0,07	<LD	711,8	1,01	<LD	<LD	0,9	<LD	<LD	1,5	<LD	43,6	453	19,6	423,4	60,6	43,14	2160,8	98,8	3876
7505-12	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	465,0	1,05	<LD	0,1	0,7	<LD	<LD	0,1	<LD	26,0	404	10,0	301,5	118,3	19,86	1341,7	71,5	2706
7505-13	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	523,4	0,92	<LD	0,2	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	35,2	450	15,4	407,3	173,0	28,69	1868,8	86,7	2927
7505-14	876	<LD	<LD	18	<LD	<LD	<LD	496,4	0,95	<LD	0,1	0,8	<LD	<LD	0,1	<LD	43,1	409	11,8	329,2	265,7	38,84	1942,5	89,1	2205
7505-15	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	298,6	0,73	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	21,9	497	17,3	153,3	146,0	35,92	1321,3	144,5	6723
LD	449	21	0,03	9	0,03	0,04	0,02	0,7	0,17	0,02	0,1	0,2	0,01	0,04	0,1	0,3	0,1	1	0,2	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

Keyano	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7505-16	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	313,2	1,06	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	0,2	<LD	28,9	327	7,7	351,1	93,4	29,49	1792,2	92,8	2540
7505-17	2008	<LD	<LD	30	<LD	<LD	<LD	469,4	1,07	<LD	0,1	1,0	<LD	<LD	<LD	<LD	44,2	372	15,6	269,4	216,1	46,06	1968,1	112,4	2884
7505-18	920	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	956,3	1,16	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,2	<LD	42,9	648	15,2	430,7	137,2	28,84	1919,9	126,3	2872
7505-19	<LD	<LD	<LD	<LD	0,04	<LD	<LD	576,7	0,96	<LD	0,2	0,5	<LD	<LD	0,6	<LD	37,1	331	14,0	489,1	318,3	39,57	2109,7	105,1	3446
7505-20	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	474,5	0,93	<LD	0,2	0,5	<LD	<LD	0,1	<LD	29,6	279	14,7	383,3	198,6	33,29	1832,3	115,3	2183
7505-21	<LD	<LD	<LD	12	<LD	<LD	<LD	438,7	0,98	<LD	0,1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	28,5	453	16,4	276,7	37,2	22,48	1503,8	77,9	3241
7505-22	<LD	<LD	<LD	23	0,20	<LD	<LD	514,7	1,14	0,03	0,5	0,2	<LD	<LD	5,0	<LD	28,0	293	13,1	305,1	141,6	48,18	1613,3	100,7	1555
7505-23	<LD	<LD	<LD	<LD	0,06	<LD	<LD	443,8	0,87	<LD	0,1	0,5	<LD	<LD	0,2	<LD	35,6	383	16,6	403,7	179,6	34,68	1894,4	92,9	2650
7505-24	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	476,7	0,88	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,2	<LD	39,0	356	12,5	308,8	149,7	41,76	1986,3	104,4	1635
7505-25	<LD	<LD	<LD	<LD	0,08	<LD	<LD	749,0	1,13	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	0,3	<LD	43,6	558	16,4	234,3	87,6	32,49	1949,1	99,5	3913
7505-26	<LD	<LD	<LD	<LD	0,04	<LD	<LD	851,9	0,98	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,2	<LD	36,4	540	13,1	319,0	194,9	31,76	1871,0	105,9	3898
7505-27	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	671,6	1,00	<LD	0,2	0,9	<LD	<LD	<LD	<LD	40,0	333	23,0	421,2	272,3	40,44	1992,9	113,0	2424
7505-28	1292	<LD	<LD	26	<LD	<LD	<LD	1065,8	0,93	0,03	<LD	0,6	<LD	<LD	<LD	<LD	41,4	601	32,9	478,9	148,2	32,27	1890,7	95,8	4811
7505-29	1935	<LD	<LD	36	<LD	<LD	<LD	414,6	0,84	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	0,3	<LD	24,2	422	10,8	350,4	118,3	25,92	1408,2	80,0	3614
7505-30	934	<LD	<LD	20	<LD	<LD	<LD	778,2	0,98	<LD	0,2	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	36,1	566	13,3	470,1	176,7	30,00	1832,3	99,1	4146
LD	449	21	0,03	9	0,03	0,04	0,02	0,7	0,17	0,02	0,1	0,2	0,01	0,04	0,1	0,3	0,1	1	0,2	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

Magin	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7504A1-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,29	0,23	<LD	728,5	0,61	<LD	<LD	0,6	<LD	0,24	1,3	0,5	59,9	1520	25,4	699,3	394,2	44,90	859,2	175,1	32047
7504A1-2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,21	0,04	<LD	491,2	0,81	<LD	<LD	0,5	<LD	0,06	0,5	<LD	34,5	1177	9,0	559,9	116,0	28,54	2111,2	111,4	6599
7504A1-3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,11	0,08	<LD	452,6	0,80	<LD	<LD	0,6	<LD	0,07	0,4	<LD	41,2	1180	11,1	529,3	126,8	29,67	2263,7	116,3	7658
7504A1-4	<LD	<LD	<LD	<LD	1,07	0,25	<LD	559,2	0,88	<LD	<LD	0,1	<LD	0,17	3,4	<LD	56,1	1441	15,3	494,9	275,9	37,23	795,0	184,7	22265
7504A1-5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,32	0,09	<LD	470,1	0,84	<LD	<LD	0,7	<LD	0,11	0,4	<LD	30,9	1189	27,8	547,5	102,4	28,11	1789,2	115,9	7913
7504A1-6	4526	54	<LD	32	0,14	0,07	<LD	708,1	0,62	<LD	<LD	1,0	<LD	0,09	0,3	0,4	46,8	1278	12,9	625,6	208,8	36,35	2198,0	135,0	10607
7504A2-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,38	0,03	<LD	470,1	0,96	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	1,0	<LD	39,3	1232	14,6	492,8	230,7	28,16	2779,1	75,3	4723
7504A2-2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,15	0,21	<LD	423,4	0,91	<LD	<LD	0,6	<LD	<LD	0,5	<LD	33,7	1254	12,4	475,2	200,0	22,67	1726,5	54,2	4048
7504A2-3	4672	47	<LD	23	0,25	0,91	<LD	503,7	0,93	<LD	<LD	0,4	<LD	0,10	0,8	<LD	42,1	1294	48,9	470,9	176,7	28,18	988,4	83,2	14330
7504A2-4	3066	30	<LD	21	0,26	0,08	<LD	599,3	0,93	<LD	0,4	1,0	<LD	0,10	0,2	<LD	39,1	1228	36,1	520,5	129,3	25,78	2052,0	71,6	4789
7504A2-5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,19	<LD	<LD	515,4	1,04	<LD	<LD	0,6	<LD	0,06	0,3	<LD	34,0	1248	39,4	411,7	167,2	22,48	1911,9	71,8	7139
7504A2-6	<LD	<LD	0,07	<LD	0,53	0,18	<LD	435,8	0,95	<LD	0,2	0,5	<LD	0,06	1,2	<LD	49,3	1233	10,5	424,1	189,7	28,27	1619,9	86,1	8497
7504A2-7	<LD	<LD	<LD	<LD	0,16	0,06	<LD	708,1	0,88	<LD	0,2	0,5	<LD	0,08	0,5	<LD	25,6	1196	75,9	535,8	152,6	23,43	2587,9	73,1	3984
7504A3-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,67	0,05	<LD	403,7	0,93	<LD	0,2	0,7	<LD	0,05	2,3	<LD	43,1	1214	5,8	494,2	194,9	27,75	1910,4	68,8	7329
7504A3-2	8833	53	<LD	44	0,14	<LD	<LD	429,2	1,07	<LD	0,2	0,7	<LD	<LD	0,3	<LD	35,7	1138	5,0	457,0	194,2	26,13	2047,7	67,5	2584
7504A3-3	5475	41	<LD	36	0,23	<LD	<LD	257,3	0,82	<LD	<LD	0,1	<LD	<LD	0,7	<LD	10,7	1235	6,3	332,2	49,8	15,34	835,1	61,0	1941
7504A3-4	4161	30	<LD	32	0,33	<LD	<LD	609,6	0,98	<LD	<LD	0,9	<LD	0,05	1,5	<LD	39,6	1213	41,6	478,2	224,8	23,48	1929,4	57,6	2081
7504A3-5	6643	<LD	<LD	42	0,05	<LD	<LD	605,9	0,99	<LD	<LD	1,0	<LD	0,05	0,3	<LD	33,0	1180	56,9	419,0	173,0	22,81	1972,5	57,0	2723
7504A3-6	<LD	<LD	<LD	<LD	0,05	<LD	<LD	376,0	1,06	<LD	<LD	0,5	<LD	<LD	0,2	<LD	21,9	1190	15,3	374,5	140,2	20,94	2025,8	52,7	2359
7504A3-7	6424	37	<LD	36	0,15	<LD	<LD	397,9	0,87	<LD	0,4	<LD	<LD	<LD	0,3	<LD	13,1	1294	13,7	380,3	121,2	25,04	1073,1	92,3	3871
7504A4-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,05	<LD	<LD	219,0	1,15	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	0,1	<LD	18,0	453	4,7	327,0	146,0	16,35	335,8	24,0	217
7504A4-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	406,6	1,52	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	16,6	677	7,2	467,2	366,5	30,00	345,3	34,0	134
7504A4-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	230,0	1,25	<LD	0,2	0,2	<LD	<LD	0,1	<LD	9,1	485	4,9	240,9	141,6	20,20	267,4	21,2	252
7504A4-4	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	517,6	1,20	<LD	0,2	0,5	<LD	<LD	<LD	<LD	23,7	574	15,5	403,0	473,8	27,59	333,6	24,3	267
7504A4-5	1132	<LD	<LD	<LD	0,08	<LD	<LD	508,1	1,20	<LD	0,2	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	14,5	605	15,5	328,5	401,5	27,96	300,0	18,3	275
7504A4-6	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	493,5	1,42	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	21,4	710	11,4	394,9	456,3	32,12	282,5	26,1	285
LD	449	21	0,03	9	0,03	0,04	0,02	0,7	0,17	0,02	0,1	0,2	0,01	0,04	0,1	0,3	0,1	1	0,2	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

Magin	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7504A5-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	459,2	1,19	<LD	0,2	0,6	<LD	<LD	<LD	<LD	25,7	447	8,3	294,9	109,5	26,65	2065,9	63,7	964
7504A5-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	307,3	1,09	<LD	<LD	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	18,7	476	14,9	284,0	172,3	28,76	1290,6	64,1	1151
7504A5-3	1175	<LD	<LD	23	0,06	<LD	<LD	457,7	1,07	<LD	<LD	0,5	<LD	<LD	2,8	<LD	22,1	489	13,8	308,8	123,4	24,60	1132,2	61,2	2519
7504A5-4	1840	<LD	<LD	42	<LD	<LD	<LD	454,8	0,94	<LD	<LD	0,5	<LD	<LD	0,3	<LD	26,1	496	9,1	264,3	131,4	20,88	1246,1	70,4	1156
7504A5-5	2869	<LD	<LD	52	<LD	<LD	<LD	550,4	1,10	<LD	<LD	0,7	<LD	<LD	<LD	<LD	32,1	547	11,9	308,1	242,4	25,26	1333,0	71,4	2584
7504A5-6	1526	<LD	<LD	17	<LD	<LD	0,09	397,9	1,06	0,04	<LD	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	23,2	556	8,4	426,3	204,4	25,04	1229,3	61,2	4687
7504A6-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	327,8	1,01	<LD	<LD	0,4	<LD	<LD	<LD	<LD	22,2	560	9,8	263,5	232,9	8,91	1259,3	97,4	840
7504A6-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	417,6	1,10	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	23,2	510	9,9	291,3	215,4	13,80	1352,7	65,4	1533
7504A6-3	1869	<LD	<LD	34	<LD	<LD	<LD	443,1	1,03	<LD	<LD	0,5	<LD	<LD	0,2	<LD	25,1	643	10,3	321,9	299,3	12,10	1486,3	84,6	738
7504A6-4	2467	<LD	<LD	37	0,15	<LD	<LD	465,0	1,15	0,03	<LD	0,5	<LD	<LD	<LD	<LD	15,8	400	27,0	360,6	91,3	19,35	1538,1	38,5	1394
7504A6-5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,04	<LD	<LD	410,3	1,15	<LD	<LD	0,5	<LD	<LD	<LD	<LD	22,7	603	12,3	342,4	171,6	11,74	1587,0	65,6	1649
7504A6-6	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	333,6	0,99	<LD	<LD	0,4	<LD	<LD	0,6	<LD	22,8	485	11,5	251,1	162,8	28,40	1242,5	54,2	5439
7504A7-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	220,5	0,98	0,03	<LD	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	10,4	274	11,0	130,7	130,7	34,09	1518,4	58,3	1723
7504A7-2	<LD	37	<LD	<LD	<LD	0,50	<LD	280,3	0,77	0,06	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	28,3	374	14,9	147,5	167,9	40,88	1775,4	51,3	3789
7504A7-3	<LD	<LD	<LD	26	<LD	<LD	<LD	200,8	1,21	<LD	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	18,4	291	36,5	161,3	51,9	31,24	2131,6	94,9	968
7504A7-4	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	237,3	0,93	0,07	<LD	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	12,7	300	12,9	146,7	129,2	42,27	1503,8	53,3	964
7504A7-5	1256	<LD	<LD	23	<LD	<LD	<LD	224,8	1,10	<LD	0,1	0,2	<LD	<LD	<LD	<LD	12,4	294	12,0	133,6	133,6	26,43	1594,3	56,1	2373
7504A7-6	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,05	241,2	1,01	<LD	0,2	0,3	<LD	<LD	<LD	<LD	15,3	335	12,6	151,8	142,4	33,36	1535,9	58,4	2790
7504A8-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,11	<LD	530,7	1,58	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	21,8	521	6,5	470,1	140,9	28,16	647,5	113,0	65
7504A8-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	547,5	1,66	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,3	<LD	22,0	377	6,2	527,1	184,0	34,68	1100,8	164,3	278
7504A8-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	481,1	2,15	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	9,6	537	7,1	265,7	267,2	21,90	141,8	29,7	179
7504A8-4	<LD	<LD	<LD	<LD	0,04	<LD	<LD	208,8	2,00	0,03	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	10,3	447	4,5	222,7	73,0	18,40	171,0	30,1	234
7504A8-5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,24	<LD	<LD	343,8	1,69	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,2	<LD	34,1	353	10,1	342,4	162,8	34,68	941,7	123,1	146
7504A8-6	<LD	<LD	<LD	<LD	0,03	<LD	<LD	456,3	2,28	<LD	<LD	0,3	<LD	<LD	0,4	<LD	21,5	466	5,2	270,1	168,6	22,48	275,9	26,9	317
LD	449	21	0,03	9	0,03	0,04	0,02	0,7	0,17	0,02	0,1	0,2	0,01	0,04	0,1	0,3	0,1	1	0,2	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

8.9. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites du claste de formation de fer de la Formation de Magin et du claste de chert de la Formation de Keyano; LD = Limite de détection de la LA-ICP-MS (voir section 4.4.3). Les principales inclusions ont été enlevées pour obtenir de réelles valeurs.

Magin	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7504-1	759	343	0,09	<LD	1,34	0,05	0,02	817,60	2,15	0,23	0,19	0,18	<LD	0,16	0,98	<LD	3,4	883,3	183,23	24,5	34,1	5,49	10,6	1,4	2
7504-2	548	207	0,13	<LD	0,77	0,06	0,02	187,61	1,97	0,31	0,14	<LD	<LD	0,14	1,77	<LD	2,6	605,9	67,16	22,9	46,7	4,20	10,0	1,8	3
7504-3	2190	183	0,82	17	0,80	0,10	0,02	1175,00	2,63	0,72	0,21	0,24	0,02	0,18	3,65	1,0	5,3	429,2	326,31	18,8	40,2	6,34	15,8	2,6	2
7504-4	956	2321	2,12	<LD	2,74	0,08	0,02	1029,30	2,10	0,51	0,34	<LD	0,02	0,22	3,19	0,4	4,4	473,8	168,63	21,1	28,0	6,40	14,2	2,5	4
7504-5	<LD	2540	2,10	<LD	2,80	0,15	0,02	292,00	1,91	1,81	0,17	<LD	0,02	0,23	3,42	0,5	3,2	437,3	65,70	29,4	32,0	6,05	13,4	1,8	1
7504-6	<LD	365	0,46	<LD	4,34	0,09	0,02	386,90	1,91	0,62	0,26	<LD	0,03	0,31	2,82	0,7	3,5	432,9	182,50	15,3	29,2	6,50	14,4	2,1	7
7504-7	<LD	104	0,16	11	2,26	0,05	0,02	394,20	1,95	0,34	0,18	<LD	0,03	0,16	0,30	<LD	4,0	578,2	128,48	43,1	43,1	5,43	10,4	4,2	3
7504-8	1591	584	0,29	<LD	1,29	0,04	0,02	459,90	2,03	0,33	0,15	0,18	<LD	0,16	<LD	<LD	3,2	708,1	92,71	42,3	51,1	5,70	10,3	1,3	3
7504-9	<LD	197	0,12	10	1,25	0,07	0,02	693,50	1,94	0,29	0,73	0,19	0,02	0,22	1,10	<LD	3,4	664,3	255,50	36,5	37,5	3,21	10,2	1,6	2
7504-10	2409	796	0,16	16	0,69	0,96	0,02	363,25	2,17	0,47	2,34	<LD	<LD	0,17	13,21	1,4	2,9	653,4	288,35	25,6	38,8	3,91	12,2	5,6	19
7504-11	<LD	378	0,29	<LD	1,23	0,04	0,02	210,24	1,96	0,31	0,93	<LD	<LD	0,16	4,53	<LD	2,6	608,1	70,81	21,2	34,3	2,92	10,7	1,4	1
7504-12	<LD	621	0,21	<LD	1,04	0,04	0,02	200,75	2,25	0,28	0,14	<LD	<LD	0,16	3,14	<LD	3,0	688,4	92,71	22,6	35,6	2,88	10,8	1,0	1
7504-13	788	55	0,40	<LD	0,79	0,06	0,02	569,40	2,23	0,11	0,20	0,21	<LD	0,04	32,12	<LD	2,1	510,3	328,50	19,2	41,6	11,32	17,1	3,0	3
7504-14	1978	36	0,28	<LD	0,76	0,06	0,02	224,84	1,74	0,21	0,18	0,16	<LD	0,09	1,90	<LD	2,5	715,4	67,16	43,7	54,4	10,60	16,2	2,7	7
7504-15	1891	23	0,35	<LD	1,12	0,05	0,02	233,60	1,81	0,20	0,17	0,16	<LD	0,15	17,81	<LD	2,3	458,4	80,30	14,3	43,1	10,42	15,9	3,0	15
7504-16	1365	32	0,27	10	0,55	0,07	0,02	277,40	2,34	<LD	0,13	0,15	<LD	0,04	16,43	<LD	1,9	475,2	208,78	35,8	46,0	10,65	15,6	3,0	10
7504-17	1993	307	0,25	<LD	2,18	0,04	0,02	308,06	2,02	0,40	0,10	<LD	<LD	0,17	0,47	<LD	3,6	592,8	51,25	39,1	41,8	5,39	10,6	1,4	5
LD	345	20	0,03	9	0,02	0,04	0,02	0,64	0,16	0,03	0,10	0,14	0,01	0,04	0,10	0,3	0,1	0,9	0,09	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

Keyano	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
7505-1	1774	60	<LD	<LD	0,24	0,04	0,02	1262,90	1,21	0,05	0,45	0,40	<LD	<LD	4,82	0,5	28,7	357,0	65,70	633,3	238,0	16,79	1456,4	36,5	92
7505-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,04	0,02	784,02	1,10	<LD	0,18	0,31	<LD	<LD	<LD	<LD	44,4	495,7	29,27	580,4	103,1	9,88	1479,0	29,3	85
7505-3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	0,04	0,02	1078,21	1,18	<LD	0,14	0,51	<LD	<LD	0,64	<LD	40,6	474,5	36,28	620,5	115,3	8,86	1476,8	20,0	78
7505-4	1102	<LD	<LD	<LD	0,23	0,04	0,02	911,04	1,04	<LD	0,16	0,24	<LD	<LD	1,04	<LD	18,5	295,7	13,58	798,6	153,3	0,84	1482,6	15,8	187
7505-5	1117	<LD	<LD	<LD	0,26	0,04	0,02	730,73	1,07	<LD	0,24	0,22	<LD	<LD	3,43	<LD	22,8	321,9	13,67	600,1	146,7	0,59	1234,4	87,9	80
7505-6	986	<LD	<LD	<LD	0,13	0,04	0,02	732,92	1,12	<LD	0,17	0,17	<LD	<LD	7,30	<LD	20,4	261,2	11,83	635,1	260,6	0,32	1508,9	35,5	73
7505-7	<LD	<LD	<LD	<LD	0,03	0,04	0,02	687,66	1,04	<LD	0,10	0,16	<LD	<LD	24,09	<LD	16,6	270,8	9,86	407,3	221,9	0,45	1111,8	78,3	41
7505-8	<LD	<LD	<LD	<LD	0,06	0,04	0,02	784,02	1,10	<LD	0,19	0,27	<LD	<LD	1,39	<LD	31,5	364,3	19,86	596,4	113,2	2,72	1442,5	13,3	54
7505-9	<LD	<LD	<LD	<LD	0,06	0,04	0,02	828,55	0,99	<LD	0,18	0,26	<LD	<LD	0,38	<LD	27,8	352,6	15,65	581,8	168,6	2,38	1405,3	11,7	55
7505-10	<LD	<LD	<LD	<LD	0,31	0,04	0,02	1226,40	1,12	<LD	0,21	0,19	<LD	<LD	1,08	<LD	28,2	368,7	23,00	655,5	111,7	0,90	1406,0	25,9	88
7505-11	715	<LD	<LD	<LD	0,23	0,04	0,02	761,39	0,96	<LD	0,22	0,16	<LD	<LD	0,63	<LD	32,6	378,9	17,52	689,1	91,0	3,43	1339,6	15,5	38
7505-12	<LD	<LD	0,04	9	0,13	0,04	0,02	911,04	1,16	<LD	0,46	0,32	<LD	<LD	2,70	<LD	51,8	1138,8	31,17	774,5	119,0	2,10	1213,3	6,6	32
7505-13	<LD	<LD	<LD	13	0,15	0,04	0,02	621,23	1,21	<LD	0,52	<LD	<LD	<LD	0,20	<LD	46,6	1452,7	9,64	519,8	117,5	3,91	1239,5	12,0	31
7505-14	913	36	0,33	13	1,03	0,04	0,02	816,14	0,99	<LD	0,61	0,15	<LD	<LD	0,18	<LD	49,1	934,4	12,48	480,3	106,6	3,88	1137,3	7,4	70
7505-15	<LD	<LD	<LD	<LD	0,06	0,04	0,02	686,93	0,92	<LD	0,11	<LD	<LD	<LD	0,34	<LD	26,2	477,4	7,06	876,0	37,1	0,80	1226,4	8,0	276
7505-16	1190	<LD	<LD	9	<LD	0,04	0,02	699,34	1,11	<LD	0,38	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	34,8	727,1	12,78	590,6	139,4	1,15	1136,6	5,8	43
LD	345	20	0,03	9	0,02	0,04	0,02	0,64	0,16	0,03	0,10	0,14	0,01	0,04	0,10	0,3	0,1	0,9	0,09	0,9	0,4	0,08	0,1	0,4	1

8.10. Tableau des éléments en ppm contenus dans les magnétites des plutons de la Sous-province de La Grande ainsi que d'un claste de tonalite 1 et de monzodiorite quartzifère de la Formation de Keyano; LD : Limite de détection de la LA-ICP-MS (voir section 4.4.3). Les inclusions ont été enlevées pour obtenir de réelles valeurs.

Pluton	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
00-ST-3237A1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,20	0,04	<LD	186,2	0,40	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,31	0,28	2,97	1267	57,67	71,7	30,6	27,30	726,4	90,2	2181
00-ST-3237A2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	200,8	0,37	<LD	0,28	<LD	<LD	<LD	1,53	0,39	19,56	1422	15,70	84,7	257,0	48,03	1766,6	116,7	2416
00-ST-3237A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,08	0,04	<LD	114,6	0,47	<LD	<LD	<LD	<LD	1,61	0,14	0,24	2,28	1244	20,44	96,4	36,5	31,32	1394,3	106,3	2961
98-MB-01-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	193,5	0,58	<LD	<LD	0,32	<LD	<LD	<LD	<LD	3,34	1260	8,58	77,5	36,4	23,48	1007,4	36,4	972
98-MB-01-2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	107,2	0,44	<LD	<LD	0,22	<LD	<LD	0,37	<LD	1,96	1265	8,57	76,5	22,8	21,93	827,1	37,4	887
98-MB-01-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	155,2	0,56	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,31	1194	7,88	105,0	26,4	24,64	1010,3	43,8	1215
00-JG-1520A1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	0,04	<LD	49,9	0,48	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	1,62	1351	9,90	27,4	21,9	26,35	593,5	78,8	1657
00-JG-1520A2	<LD	70	0,08	28	<LD	<LD	<LD	165,6	0,50	<LD	<LD	0,13	<LD	<LD	<LD	<LD	6,07	1314	17,37	61,5	45,5	29,62	970,9	92,9	1976
00-JG-1520A3	<LD	<LD	<LD	13	<LD	<LD	<LD	116,5	0,36	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	2,50	1233	11,07	90,3	30,2	27,74	870,9	77,7	2110
00-MC-5021A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,09	70,2	0,29	<LD	<LD	<LD	0,03	0,04	<LD	<LD	2,14	1256	11,95	42,1	25,5	28,91	872,4	86,4	2077
00-MC-5021A2	<LD	<LD	<LD	15	0,10	<LD	<LD	112,9	0,39	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	0,26	9,98	1339	17,16	59,9	68,3	40,81	1094,3	99,4	2732
00-MC-5021A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,07	<LD	<LD	66,1	0,34	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	14,15	1439	11,75	75,2	91,5	45,63	1284,1	107,2	2666
99-MH-4469-1	<LD	<LD	0,23	<LD	0,37	<LD	<LD	273,8	0,52	<LD	<LD	0,55	<LD	<LD	<LD	<LD	15,94	1083	5,26	77,2	3,1	10,62	1941,1	68,9	598
99-MH-4469-2	<LD	<LD	0,39	<LD	2,29	0,17	<LD	163,5	0,50	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,55	0,34	6,85	1083	23,00	47,0	11,8	19,27	1150,5	54,0	1424
99-MH-4469-3	<LD	34	0,44	<LD	2,58	0,03	<LD	268,6	0,99	<LD	<LD	0,24	<LD	0,04	0,39	0,76	7,46	1299	221,92	88,1	44,7	30,00	1368,8	63,7	1350
LD	2493	29	0,02	9	0,05	0,02	0,06	0,9	0,17	0,06	0,19	0,10	0,02	0,03	0,12	0,23	0,14	1	0,05	0,4	0,6	0,06	0,1	0,3	1

Pluton	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
98-MB-25-1	3066	<LD	<LD	15	0,07	<LD	<LD	53,0	0,22	<LD	<LD	0,11	<LD	0,05	<LD	<LD	3,20	1219	6,73	23,1	27,7	27,45	855,6	73,4	4271
97-JG-1720-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,08	<LD	<LD	57,6	0,52	<LD	<LD	0,13	<LD	0,03	0,13	<LD	12,33	1467	9,87	21,4	67,3	41,90	1316,9	49,5	538
97-JG-1720-2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,07	<LD	<LD	115,9	0,51	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	11,77	1227	9,27	123,9	46,8	30,14	1167,3	99,1	528
97-JG-1720-3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	<LD	<LD	51,5	0,34	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	1,69	1141	7,12	42,7	23,9	16,79	389,8	42,8	376
JG001A-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,08	0,03	<LD	665,0	0,78	<LD	<LD	0,93	<LD	<LD	0,23	0,34	23,38	1309	16,24	235,1	47,9	30,95	2146,2	64,8	996
JG001A-2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,14	0,03	<LD	473,8	0,67	<LD	<LD	0,62	<LD	<LD	0,26	0,26	19,51	1286	11,45	191,6	142,4	32,27	2105,3	62,1	911
JG001A-3	4818	47	<LD	26	0,14	<LD	<LD	505,2	0,67	<LD	<LD	0,70	<LD	<LD	0,25	<LD	28,05	1278	13,29	217,8	168,6	38,94	2126,5	54,4	807
99-MH-4619A1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,07	<LD	<LD	141,2	0,47	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	11,07	1162	24,60	101,5	42,6	24,25	1327,1	19,8	208
99-MH-4619A2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,11	<LD	<LD	328,5	0,45	<LD	<LD	0,13	<LD	<LD	0,34	0,24	48,69	1242	44,38	87,3	296,4	49,11	2088,5	33,8	5
99-MH-4619A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,30	<LD	<LD	272,6	0,41	<LD	<LD	0,15	<LD	<LD	0,19	0,25	47,82	1245	14,17	87,3	207,1	47,89	1916,3	32,4	1
99-JG-1097A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	472,3	0,80	<LD	<LD	0,50	<LD	<LD	0,29	0,28	23,29	1545	12,64	262,1	240,9	19,21	850,5	19,2	59
99-JG-1097A2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	384,0	0,74	<LD	<LD	0,40	<LD	<LD	0,21	0,25	23,27	1449	11,91	293,3	177,8	19,20	812,9	18,9	39
99-JG-1097A3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	304,6	0,73	<LD	<LD	0,25	<LD	<LD	0,16	0,26	14,05	1439	10,04	210,1	130,1	18,28	833,7	21,0	193
JG1117A1	<LD	<LD	<LD	<LD	2,04	<LD	<LD	124,1	0,44	<LD	<LD	<LD	0,04	0,05	0,47	0,31	21,97	1413	14,82	40,2	138,7	53,29	1382,6	149,0	2548
JG1117A2	<LD	<LD	<LD	11	<LD	<LD	<LD	35,3	0,25	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,24	0,95	1131	7,33	33,4	16,6	21,78	489,1	115,8	971
JG1117A3	3066	253	0,08	12	0,41	0,20	<LD	1153,4	0,40	<LD	<LD	<LD	<LD	0,06	0,84	<LD	6,74	1198	47,45	131,4	30,2	30,59	962,9	142,4	2803
LD	2493	29	0,02	9	0,05	0,02	0,06	0,9	0,17	0,06	0,19	0,10	0,02	0,03	0,12	0,23	0,14	1	0,05	0,4	0,6	0,06	0,1	0,3	1

Pluton	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
02-CD-1009A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	28,1	0,69	<LD	0,18	0,21	<LD	<LD	1,83	<LD	2,29	812	7,57	23,7	8,8	14,16	533,6	104,0	2489
02-CD-1009A2	1110	<LD	<LD	33	0,20	<LD	<LD	23,4	0,56	0,07	0,24	<LD	<LD	<LD	0,72	<LD	2,15	818	6,83	21,1	9,0	13,31	570,1	148,9	5512
02-CD-1009A3	1679	26	<LD	23	<LD	<LD	<LD	35,0	1,16	<LD	2,70	<LD	0,03	<LD	<LD	<LD	2,27	795	22,05	20,8	9,6	12,92	493,5	118,3	2767
02-CD-1009A4	1694	<LD	<LD	15	0,22	<LD	<LD	23,4	0,85	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	1,10	<LD	2,12	802	6,55	23,9	6,8	12,76	519,8	127,8	2183
98-MB17-1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	63,0	0,87	<LD	0,27	<LD	<LD	<LD	0,76	<LD	14,09	1059	11,59	22,2	46,4	16,35	1699,4	68,0	468
98-MB17-2	767	<LD	<LD	<LD	0,15	<LD	<LD	62,9	0,71	<LD	0,17	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	17,13	1172	15,55	24,3	66,4	51,25	1852,7	55,6	510
98-MB17-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	49,6	0,63	<LD	0,11	<LD	<LD	<LD	0,65	<LD	18,18	1159	13,49	16,2	57,0	49,71	1871,0	55,6	650
98-MB17-4	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	40,3	0,60	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	17,02	1150	11,30	16,9	51,6	48,91	1862,2	54,3	482
99-JG-1175A1	1606	<LD	<LD	<LD	0,20	<LD	<LD	94,8	0,49	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	5,33	<LD	5,20	1065	9,68	60,1	20,5	28,40	854,8	44,8	2550
99-JG-1175A2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,37	<LD	<LD	58,8	0,64	<LD	0,20	<LD	<LD	<LD	1,86	<LD	6,29	977	7,21	50,4	18,5	28,13	848,3	49,6	2351
99-JG-1175A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	132,3	0,43	<LD	0,15	<LD	<LD	<LD	0,60	<LD	7,14	996	14,67	99,7	18,1	31,83	830,0	59,7	3803
11-QD-7045A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	147,5	1,01	<LD	0,42	0,70	<LD	<LD	0,76	<LD	63,15	1580	11,10	121,2	812,5	30,08	921,3	16,1	116
11-QD-7045A2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	181,0	0,77	<LD	0,29	1,15	<LD	<LD	<LD	<LD	50,37	1577	10,59	143,9	490,6	25,62	920,5	15,8	134
11-QD-7045A3	4358	<LD	<LD	72	<LD	<LD	<LD	135,8	1,09	<LD	0,15	0,07	<LD	<LD	0,69	<LD	47,30	1584	6,23	147,0	489,1	25,45	754,8	13,6	104
11-DB-2024A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	198,6	0,68	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	40,37	996	11,84	64,8	216,2	35,77	1141,7	22,3	18
11-DB-2024A2	745	<LD	<LD	15	0,15	<LD	<LD	158,5	0,78	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	38,33	965	10,61	46,4	167,2	35,77	1141,0	24,9	15
11-DB-2024A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,29	<LD	<LD	274,5	0,58	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	8,32	941	9,15	111,5	181,6	23,02	1191,4	20,7	20
11-CS-6226A1	<LD	<LD	0,54	<LD	2,00	0,88	<LD	109,2	0,58	0,22	0,34	<LD	<LD	<LD	2,08	<LD	12,72	762	5,18	68,6	3,6	5,90	457,7	8,0	46
11-CS-6226A2	<LD	23	0,07	<LD	1,07	0,33	<LD	302,2	0,47	<LD	0,28	<LD	<LD	<LD	0,80	<LD	14,38	743	29,20	97,8	6,6	10,55	475,2	9,4	43
LD	726	21	0,03	13	0,09	0,04	0,05	1,3	0,22	0,06	0,14	0,14	0,02	0,05	0,57	0,48	0,20	1	0,09	0,8	0,9	0,11	0,2	0,5	1

Pluton	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
11-CS-6226A3	<LD	137	2,18	<LD	17,08	0,11	<LD	368,7	0,79	0,12	<LD	0,26	<LD	<LD	23,36	1,02	17,32	947	71,91	154,1	49,2	17,45	523,4	9,3	22
12-JG-1092A1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,13	<LD	<LD	341,6	1,02	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	27,30	1041	16,86	263,5	100,7	26,65	1257,1	41,0	184
12-JG-1092A2	<LD	<LD	0,06	<LD	1,83	0,53	0,07	730,0	1,26	<LD	0,36	0,25	<LD	<LD	8,18	<LD	57,60	905	137,97	205,1	530,0	41,61	2045,5	37,7	59
12-JG-1092A3	1256	<LD	<LD	36	<LD	<LD	<LD	421,2	1,41	<LD	0,64	0,19	<LD	<LD	<LD	1,50	56,65	850	2,55	211,7	479,6	42,85	1766,6	36,8	48
11-SL-8073-1	<LD	<LD	0,18	<LD	0,17	<LD	<LD	45,8	0,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	42,85	1703	1,53	36,3	157,0	21,02	340,8	16,3	148
11-SL-8073-2	3687	<LD	<LD	55	0,12	<LD	<LD	199,3	1,50	<LD	0,46	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	62,78	846	6,32	143,1	128,5	27,74	924,9	18,2	429
11-GM-5396A1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,36	<LD	<LD	223,4	0,94	<LD	<LD	0,70	<LD	<LD	<LD	<LD	49,06	1584	10,73	30,0	185,4	41,25	1357,8	37,7	137
11-GM-5396A2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,20	<LD	<LD	500,8	0,65	<LD	0,28	0,99	<LD	<LD	0,61	<LD	53,73	1708	16,94	128,5	638,8	43,22	1334,4	35,1	138
11-GM-5396A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	216,8	1,28	<LD	0,25	0,97	<LD	<LD	<LD	<LD	52,63	1600	16,94	59,1	166,4	42,12	1338,1	40,2	133
11-SL-8122A1	2212	198	1,12	23	34,02	0,05	<LD	513,9	0,77	4,04	1,10	0,42	<LD	0,18	9,72	12,92	16,06	1070	145,27	83,2	44,7	31,83	1645,4	92,0	5825
11-SL-8122A2	1475	150	0,16	<LD	17,74	0,13	<LD	497,9	0,74	0,61	0,21	0,31	<LD	0,11	10,00	3,36	2,73	818	503,70	62,1	25,0	24,02	897,9	59,1	4891
11-SL-8122A3	4234	248	0,17	<LD	1,93	0,15	<LD	1752,0	0,85	0,08	0,25	<LD	0,03	<LD	4,09	<LD	4,75	971	31,39	0,7	53,3	40,68	1454,9	121,2	4198
11-AM-9090A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	247,5	1,04	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	28,47	1546	12,80	194,2	175,9	25,34	808,8	29,7	269
11-AM-9090A2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,20	<LD	<LD	200,0	1,03	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	26,86	1493	18,10	181,0	127,8	28,18	801,5	29,6	271
11-AM-9090A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,24	<LD	<LD	208,8	1,04	<LD	<LD	0,19	<LD	<LD	<LD	<LD	27,16	1537	19,64	190,5	146,0	27,38	807,4	29,9	269
11-GM-5425A1	<LD	1723	0,73	<LD	0,22	0,26	<LD	33,7	0,46	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	<LD	<LD	2,99	958	9,64	17,2	29,9	32,12	887,0	78,5	14965
11-GM-5425A2	<LD	26	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	73,0	0,45	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,01	934	10,29	15,3	25,3	30,73	884,8	86,9	13067
11-PB-4315A1	1679	<LD	<LD	18	<LD	<LD	<LD	148,0	0,49	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,38	895	9,43	43,2	20,9	26,41	1110,3	79,5	5212
11-PB-4315A2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	137,2	0,53	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,42	877	9,21	51,2	22,0	26,94	1076,0	76,6	5015
11-PB-4315A3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	71,6	0,51	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,22	868	7,92	34,2	18,0	25,92	1021,3	78,1	4986
LD	726	21	0,03	13	0,09	0,04	0,05	1,3	0,22	0,06	0,14	0,14	0,02	0,05	0,57	0,48	0,20	1	0,09	0,8	0,9	0,11	0,2	0,5	1

Pluton	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr
11-EN-9546A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	536,6	1,17	<LD	<LD	0,19	<LD	<LD	<LD	<LD	53,29	899	9,20	300,0	280,3	40,15	1657,1	38,4	55
11-EN-9546A2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	397,9	1,27	<LD	0,23	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	69,28	876	7,74	374,5	442,4	48,18	1573,2	41,1	49
11-EN-9546A3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,10	<LD	<LD	411,0	1,23	<LD	<LD	0,21	<LD	<LD	<LD	<LD	67,74	831	6,26	246,7	377,4	48,11	1316,9	41,0	42
98-MB21-1	<LD	<LD	0,05	<LD	0,10	<LD	<LD	147,0	0,56	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	2,41	<LD	9,10	993	16,35	87,6	62,8	17,16	1890,7	96,1	3957
98-MB21-2	1628	<LD	<LD	51	<LD	<LD	<LD	116,9	0,63	<LD	0,17	<LD	<LD	<LD	3,80	<LD	9,13	883	14,15	70,1	58,5	16,64	1788,5	88,7	4256
98-MB21-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	134,7	0,22	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	1,24	<LD	4,38	906	9,44	82,3	35,8	15,11	1992,2	86,7	3964
98-MB21-4	<LD	<LD	<LD	<LD	0,20	<LD	<LD	148,9	0,42	<LD	0,15	<LD	<LD	<LD	4,23	<LD	3,96	891	20,22	95,6	38,1	16,43	1978,3	90,4	4183
98-MB21-5	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	131,7	0,58	<LD	0,24	<LD	<LD	<LD	2,12	<LD	6,42	891	17,45	72,6	57,7	16,57	1846,2	90,5	3030
11-AM-9001A1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	110,4	0,37	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	6,63	942	10,22	25,6	38,0	50,66	1270,2	140,3	2942
11-AM-9001A2	2008	<LD	<LD	30	<LD	<LD	<LD	195,6	0,45	<LD	<LD	<LD	<LD	0,05	<LD	<LD	23,73	1101	8,76	67,9	209,5	63,29	1386,3	157,0	3552
11-SL-8114A1	<LD	<LD	0,17	<LD	2,43	4,84	0,12	122,1	0,73	0,63	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	7,29	897	6,28	173,0	48,9	15,99	612,5	26,9	239
99-MH4475-1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,79	0,20	<LD	155,5	0,56	<LD	0,18	<LD	<LD	<LD	0,69	<LD	15,12	942	29,93	58,3	42,0	3,51	1461,5	87,7	3489
99-MH4475-2	3154	<LD	<LD	40	0,58	0,09	<LD	136,7	0,56	<LD	0,15	<LD	<LD	<LD	0,72	<LD	9,64	1002	38,69	60,8	39,4	14,67	804,5	82,5	2051
99-MH4475-3	<LD	<LD	<LD	<LD	0,33	<LD	<LD	114,7	0,64	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,76	<LD	12,40	1000	16,82	54,1	63,6	7,84	1376,1	91,0	4095
11-PB-4139A1	1117	42	0,51	26	23,43	1,60	0,07	296,4	1,50	0,21	0,69	0,58	<LD	0,14	9,20	1,07	40,30	834	19,05	175,9	73,0	13,87	1059,2	26,4	672
11-PB-4139A2	<LD	<LD	<LD	<LD	3,36	0,52	0,07	241,9	1,06	0,57	16,86	1,26	0,04	6,64	1,20	<LD	54,17	764	2,99	318,3	27,1	20,15	1078,2	27,1	680
11-PB-4139A3	<LD	41	0,37	<LD	70,15	0,79	0,07	212,4	1,55	0,34	1,20	1,05	<LD	0,07	35,92	16,35	52,85	979	44,53	152,7	254,0	23,32	1293,6	30,1	741
LD	726	21	0,03	13	0,09	0,04	0,05	1,3	0,22	0,06	0,14	0,14	0,02	0,05	0,57	0,48	0,20	1	0,09	0,8	0,9	0,11	0,2	0,5	1

Claste	Si	Ca	Y	P	Pb	Zr	Hf	Al	Ge	W	Sn	Sc	Ta	Nb	Cu	Mo	Ga	Mn	Mg	Ti	Zn	Co	V	Ni	Cr	
Monzodiorite quartzifère																										
7505-E	<LD	<LD	<LD	<LD	0,37	<LD	<LD	535,8	0,60	<LD	<LD	0,50	<LD	<LD	<LD	<LD	12,88	1331	13,87	332,9	87,5	14,39	708,8	45,1	738	
7505-E1	<LD	<LD	<LD	<LD	0,34	<LD	<LD	499,3	0,71	<LD	<LD	0,42	<LD	<LD	<LD	<LD	11,11	1361	22,05	301,5	125,4	14,72	703,0	45,6	764	
Tonalite 1																										
7505C-1	<LD	<LD	0,50	<LD	0,79	0,16	<LD	783,3	1,22	<LD	0,21	1,58	<LD	<LD	3,21	<LD	44,90	1351	23,87	377,4	159,7	7,28	2033,1	11,0	1744	
7505C-2	<LD	<LD	<LD	<LD	0,18	<LD	<LD	857,0	1,03	<LD	0,22	2,81	<LD	<LD	1,31	<LD	52,85	2032	62,93	635,1	192,0	3,44	2051,3	8,4	1668	
7505C-3	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	768,7	0,96	<LD	<LD	1,85	<LD	<LD	<LD	<LD	47,52	1475	34,97	422,7	134,1	8,67	2004,6	10,4	1473	
7505C-4	<LD	<LD	<LD	<LD	0,19	<LD	<LD	865,1	0,86	<LD	0,16	2,02	<LD	<LD	<LD	<LD	40,37	1702	17,67	491,3	163,2	9,33	1783,4	11,1	1501	
7505C-5	<LD	<LD	<LD	<LD	0,12	<LD	<LD	957,8	0,88	<LD	<LD	2,09	<LD	<LD	<LD	<LD	46,94	1749	22,63	532,2	246,7	9,72	1986,3	9,7	1402	
LD	726	21	0,03	13	0,09	0,04	0,05	1,3	0,22	0,06	0,14	0,14	0,02	0,05	0,57	0,48	0,20	1	0,09	0,8	0,9	0,11	0,2	0,5	1	

8.11. Liste des échantillons des plutons de la Sous-province de La Grande dont les magnétites ont été analysées par LA-ICP-MS (annexe 8.10).

Échantillon magnétite	Lithologie	Pluton
2000-ST-3237A	I2G - Monzodiorite quartzifère	Suite de Bezier
1999-JG-1117A	I1C - Granodiorite	Suite de Bezier
2000-MC-5021A	I2H - Monzodiorite	Suite de Bezier
2000-JG-1520A	I2G - Monzodiorite quartzifère	Suite de Bezier
1999-JG-1097A	I1C - Granodiorite	Intrusions de Duncan
1997-JG-1720	I2H - Monzodiorite	Intrusions de Duncan
1998-MB-21	I2J - Diorite	Intrusions de Duncan
1998-MB-25	I2I - Diorite quartzifère	Complexe de Langelier
1999-MH-4619A	I1D - Tonalite	Complexe de Langelier
2011-DB-2024A	I1D - Tonalite	Complexe de Langelier
2011-CS-6226A	I1D - Tonalite	Complexe de Langelier
2011-QD-7045A	I1D - Tonalite	Pluton de Nochet
2011-AM-9090A	I1D - Tonalite	Pluton de Nochet
2011-SL-8114A	I1B - Granite	Pluton de Nochet
2011-GM-5396A	I1C - Granodiorite	Pluton de Nochet
2011-SL-8073A	I1C - Granodiorite	Pluton de Fontay
2011-AM-9001	I2G - Monzodiorite quartzifère	Pluton de Fontay
2011-PB-4139A	I1M - Monzogranite	Pluton de Fontay
2002-CD-1009A	I2F - Monzonite	Porphyre sans nom local
1998-MB-17	I2D - Syénite	Syénite du Lac Bruce
2012-JG-1092A	I1D - Tonalite	Intrusion de Kamusaawach
2011-PB-4315A	I2G - Monzodiorite quartzifère	Suite de Salleneuve
2011-SL-8122A	I2G - Monzodiorite quartzifère	Suite de Salleneuve
2011-GM-5425A	I2G - Monzodiorite quartzifère	Suite de Salleneuve
2011-EN-9546A	I1D - Tonalite	Pluton de poste Le Moyne
1998-MB-001	I1B - Granite	Pluton de Radisson
1999-MH-4469	I2G - Monzodiorite quartzifère	Pluton de Radisson
1999-MH-4475	I2G - Monzodiorite quartzifère	Pluton de Radisson
JG-001A	I2H - Monzodiorite	Pluton de Radisson
1999-JG-1175A	I2E - Monzonite quartzifère	Pluton de Radisson

Annexe 8.12. Liste des numéros SGDAC, et des localisations des échantillons.

SGDAC	Géologue	Affleurement	Lettre	Échantillon	SNRC	Estant	Nordant
2012056742	QD	7504	C	2012-QD-7504C	33G09	555979	5930655
2012056753	QD	7504	D	2012-QD-7504D	33G09	555970	5930639
2012056754	QD	7504	E	2012-QD-7504E	33G09	555967	5930613
2012056789	QD	7504	F	2012-QD-7504F	33G09	555971	5930622
2012056732	QD	7504	G	2012-QD-7504G	33G09	555900	5930604
2012056773	QD	7504	H	2012-QD-7504H	33G09	555940	5930601
2012056755	QD	7505	C	2012-QD-7505C	33H13	584881	5960938
2012056756	QD	7505	D	2012-QD-7505D	33H13	584880	5960941
2012056743	QD	7505	E	2012-QD-7505E	33H13	584885	5960951
2012056764	QD	7505	F	2012-QD-7505F	33H13	584888	5960960
2012056733	QD	7505	G	2012-QD-7505G	33H13	584902	5960977
2012056774	QD	7505	H	2012-QD-7505H	33H13	584888	5960960
2012056786	QD	7505	J	2012-QD-7505J	33H13	584908	5960978
2012056746	DB	1054	C	2012-DB-1054C	33G07	510172	5924594
2012056747	DB	1054	D	2012-DB-1054D	33G07	510172	5924594
2012056745	DB	1054	E	2012-DB-1054E	33G07	510173	5924592
2012056785	DB	1054	F	2012-DB-1054F	33G07	510175	5924592
53299	QD	7503	A5	QD-2011-7503-A5	33G09	555900	5930604
53301	QD	7504	A1	QD-2011-7504-A1	33G09	555991	5930642
	QD	7504	A2	QD-2011-7504-A2	33G09	555970	5930639
	QD	7504	A3	QD-2011-7504-A3	33G09	555971	5930622
	QD	7504	A4	QD-2011-7504-A4	33G09	555967	5930613
	QD	7504	A6	QD-2011-7504-A6	33G09	555939	5930601
	QD	7504	A7	QD-2011-7504-A7	33G09	556071	5930507
	QD	7504	A8	QD-2011-7504-A8	33G09	556076	5930640
53302	QD	7505	B1	QD-2011-7505-B1	33H13	584874	5960912
	QD	7505	B2	QD-2011-7505-B2	33H13	584875	5960926
	QD	7505	B3	QD-2011-7505-B3	33H13	584886	5960959
	QD	7505	B4	QD-2011-7505-B4	33H13	584900	5960966
	QD	7505	B5	QD-2011-7505-B5	33H13	584902	5960977
	QD	7505	B6	QD-2011-7505-B6	33H13	584908	5960977
53303	QD	7506	B	QD-2011-7506-B	33H13	584956	5961005
53246	DB	1054	B1	DB-2011-1054-B1	33G09	510168	5924596
53244	DB	1054	B2	DB-2011-1054-B2	33G09	510168	5924596
53245	DB	1054	B3	DB-2011-1054-B3	33G09	510170	5924593
	DB	1054	B4	DB-2011-1054-B4	33G09	510173	5924590
	DB	1054	B5	DB-2011-1054-B5	33G09	510173	5924590