Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

### Géochimie des roches volcaniques archéennes du Groupe de Blake River, ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec

Par

Sarane Sterckx

#### Mémoire présentée pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de la terre

#### Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Examinateur externe

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Jean Bédard CGC-Québec

Ross Stevenson UQAM

Pierre-Simon Ross INRS-ETE

Patrick Mercier-Langevin CGC-Québec

© Droits réservés de Sarane Sterckx, 2018

## REMERCIEMENTS

Je remercie mon superviseur, Pierre-Simon Ross pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce projet de maitrise et de s'être montré toujours présent, jusque dans les derniers délais. Je voudrais également remercier Patrick Mercier-Langevin pour ses commentaires toujours pertinents et ses encouragements ainsi que Jean Goutier pour son accueil, sa disponibilité sur le terrain et les conversations à propos du Groupe de Blake River. Je remercie également Erwan Gloagen pour sa relecture du chapitre 5.

Ce projet n'aurait pas vu le jour sans le financement du Ministère de l'Énergie des Ressources naturelles du Québec, que je remercie.

Mes remerciements vont également à Alex Bourke, toujours prêt à m'aider. J'adresse des remerciements empreints d'amitié à tous les occupants des bureaux 1308 et 1309 (dans le désordre) : Vivien, Antoine, Anne-Marie, William, Arnaud, Vincent, Aurélie, Nathalie, Mireille, Anne-Sophie, Alex, Mahamed. Merci de m'avoir supporté, merci pour les conversations (à caractère géologique ou non), merci pour le café (et les chouquettes). Merci à tous mes amis de Québec d'avoir rendu mon séjour si mémorable.

Un merci tout particulier à ma maman, qui m'a toujours soutenue, encouragée et poussée à faire ce que j'aime. Merci Jalil d'avoir été là.

# RÉSUMÉ

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est un des meilleurs endroits au monde pour l'exploration des sulfures massifs volcanogènes (SMV). Le Groupe de Blake River (GBR) dans le secteur de Rouyn-Noranda abrite deux importants camps miniers : le camp de Noranda et le camp de Doyon-Bousquet-LaRonde, représentant pratiquement la moitié du tonnage total pour les SMV de l'Abitibi (374 Mt sur 810 Mt).

La mise en place des SMV est partiellement contrôlée par la stratigraphie et, pour le GBR, seuls quelques niveaux marqueurs sont connus. Dès lors, une connaissance approfondie de la stratigraphie volcanique faciliterait l'exploration. Récemment, des milliers de nouvelles analyses géochimiques du GBR sont devenues disponibles, dont des analyses d'éléments en trace permettant de renseigner sur la persistance régionale et temporelle de certaines signatures géochimiques et de leurs caractéristiques. De plus, de récentes campagnes de datation U-Pb ont été menées, fournissant un cadre temporel pour les évènements volcaniques liés à la mise en place de la minéralisation. Cependant, l'ensemble de ces analyses géochimiques n'a pas encore été utilisé à son plein potentiel.

Ce projet de recherche est basé sur la compilation et la classification de plus de 2500 analyses géochimiques complètes (éléments majeurs et en traces) dans le but de mieux contraindre la stratigraphie et comprendre les liens entre la géochimie, la stratigraphie, les datations et les minéralisations dans le GBR.

Une telle base de données nécessite l'utilisation d'analyses statistiques multivariées pour classer les échantillons en groupes cohérents et selon des critères spécifiques. L'examen des diagrammes multi-élémentaires étendus et différents tests ont mené à sélectionner les rapports Zr/Ti, Th/Nb et La/Yb comme variables pour les classifications ascendantes hiérarchiques et pour les analyses en composantes principales. Ces éléments chimiques sont, pour la plupart, reconnus immobiles durant l'altération hydrothermale et le métamorphisme et enregistrent la variance compositionnelle maximale de l'ensemble de la base de données.

La formation de Noranda, où la stratigraphie est fortement contrainte grâce aux nombreux travaux antérieurs, a d'abord fait l'objet d'une étude détaillée. Cinq groupes mafiques à intermédiaires et trois groupes felsiques y ont été identifiés. La même méthodologie a été appliquée à l'ensemble du GBR, où quatre groupes mafiques à intermédiaires et quatre groupes felsiques ont été définis.

La distribution spatio-temporelle des groupes géochimiques à travers la formation de Noranda et le GBR ainsi que l'existence ou non de liens avec la minéralisation est discutée dans ce travail. Il apparait que la composition géochimique des membres de la formation de Noranda est complexe et souvent représentée par plus d'un groupe géochimique. Certaines tendances générales peuvent malgré tout être mises en évidence : (i) la formation de Noranda se compose en majorité de roches felsiques (dacites, rhyodacites et rhyolites), essentiellement dans le Bloc de Powell alors que le Bloc de Flavrian est principalement de composition mafique (andésites basaltiques); (ii) l'affinité magmatique transitionnelle est dominante; (iii) cinq périodes d'alternance de l'affinité magmatique avec l'évolution stratigraphique sont mises en évidence.

Dans son ensemble le BGR est de composition bimodale mafique et d'affinité transitionnelle. Les formations du GBR, telles que définies aujourd'hui, ne correspondent ni forcément à une période donnée ni à une ou des composition(s) géochimique(s) spécifique(s), à l'exception de la Formation de Bousquet. À l'échelle du GBR, des roches de signature géochimique comparable ont pu se mettre en place environ au même moment dans des secteurs différents. Certaines signatures géochimiques sont récurrentes dans des périodes de temps rapprochées. Malgré ce diachronisme spatio-temporel, une tendance générale à des affinités magmatiques plus calco-alcalines avec le temps est observée et est interprétée comme un approfondissement progressif de la source des magmas.

Les nombreux gisements de SMV ne démontrent pas une association spécifique avec une composition géochimique distincte, bien que les gisements de SMV riches en or du GBR (Horne, Quémont et LaRonde-Penna) se mettent en place à des périodes charnières qui enregistrent un changement abrupt de l'affinité magmatique des roches encaissantes.

**Mots clés** : Abitibi; Groupe de Blake River; formation de Noranda; Archéen; sulfures massifs volcanogènes; géochimie; stratigraphie; analyse statistique; analyse de données compositionnelles.

## ABSTRACT

The Archean Abitibi greenstone belt is one of the best places in the world to explore for volcanogenic massive sulphide deposits (VMS). The Blake River Group (BRG) includes two important mining camps: the Noranda camp and the Doyon-Bousquet-LaRonde camp, representing almost half of the total VMS tonnage in the Abitibi (374 Mt out of 810 Mt).

VMS deposits are partly controlled by stratigraphy and, for the BRG, few marker horizons are known. Therefore, an improved knowledge of the volcanic stratigraphy would help exploration. Recently, thousands of new geochemical analyses were made available, including trace element analyses. This allows the study of the regional and temporal persistence of some geochemical signatures and their characteristics. Also, a large U-Pb dating effort was made, which provides a time frame for the volcanic events related with mineralization. However, volcanic geochemistry has not been utilized to its full potential.

This MSc project is based on the compilation and classification of more than 2500 complete geochemical analyses (major and trace elements) in order to better constrain the BRG stratigraphy and understand the links between geochemistry, stratigraphy, age dates and mineralization.

With such a large database, multivariate statistical analysis is necessary to classify samples into coherent groups using specific criteria. Examination of spidergrams and extensive tests lead to the selection of the ratios Th/Nb, La/Yb and Zr/Ti for hierarchical clustering analysis and principal component analysis. Most of these chemical elements are known to be largely immobile during hydrothermal alteration and metamorphism, and record the maximum compositional variance for the entire database.

The Noranda formation, where the stratigraphy is well constrained due to extensive historical work, was first processed separately. Five mafic to intermediate and three felsic geochemical groups were identified. The same method was then applied to the entire BRG where four mafic to intermediate and four felsic geochemical groups were defined.

The space-time distribution of these geochemical groups through the Noranda formation and the BRG are discussed here, together with the links between the geochemical groups and VMS mineralization. It appears that the geochemical composition of the members of the Noranda formation is complex and often represented by more than one geochemical group. However, some trends are observed: (i) the Noranda formation is mainly composed of felsic rocks (dacites, rhyodacites ans rhyolites) in the Powell bloc while the Flaviran bloc is mainly mafic in composition (basaltic andesites); (ii) the transitional magmatic affinity is dominant; (iii) five alternating magmatic affinity periods are highlighted during stratigraphic evolution.

The BRG formations, as defined today, do not necessarily correspond to a given period of time nor to one or more specific geochemical composition(s), with a few exceptions. At the BRG scale, rocks with similar geochemical compositions seem to have been erupted at the same time in various areas. Also, different periods of time seem to have recorded similar geochemical signatures. Despite this space-time diachronism, a general trend towards more calc-alkaline affinities over time is observed and interpreted as a progressive deepening of the source of magmas. The many VMS deposits do not demonstrate a specific association with a distinct geochemical composition, although the Au-rich VMS deposits of the BRG (Horne, Quémont and LaRonde-Penna) occur at pivotal periods that record an abrupt change in magmatic affinity of the host rocks.

**Keywords**: Abitibi; Blake River Group; Noranda formation; Archean; volcanogenic massive sulfide; geochemistry; stratigraphy; statistical analysis, compositional data analysis.

# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEN	IENTSii
RÉSUMÉ	
ABSTRACT	vi
LISTE DES FI	GURESxiii
LISTE DES TA	ABLEAUX xvii
CHAPITRE 1	. Introduction1
1.1.	Contexte1
1.2.	Problématique1
1.3.	Objectifs du projet2
1.4.	Méthodologie3
1.5.	Publications antérieures4
1.6.	Plan du mémoire4
CHAPITRE 2	. Contexte géologique7
2.1.	a Province du Supérieur7
2.2.	a ceinture de roches vertes de l'Abitibi9
2.3.	Le Groupe de Blake River
2.3.	1. Métallogénie du Groupe de Blake River14
2.3.	2. Géologie du Groupe de Blake River17
2.3.	3. Schéma stratigraphique
CHAPITRE 3	. Compilation de la base de données47
3.1.	Source des données47
3.1.	1. SIGÉOM
3.1.	2. Autres sources de données
3.1.	3. Nouvelles analyses et réanalyses

3.2.	Densité et représentativité	50
3.3.	Difficultés et problèmes	51
CHAPITRE	4. Composition des roches volcaniques et affinités magmatiques dans le GBR	59
4.1.	Séparation des roches fraîches et altérées	59
4.3	1.1. Indices d'altération	60
4.:	1.2. La mobilité des éléments	62
4.2.	Les diagrammes de Winchester et Floyd	63
4.3.	Tentative de création d'un nouveau diagramme de classification des roches volcanique	!S
	subalcalines	68
4.4.	Composition et affinité magmatique des roches volcaniques du GBR	75
4.4	4.1. Classification des roches volcaniques	75
4.4	4.2. Affinité magmatique	80
CHAPITRE	5. Analyses statistiques multivariées	33
5.1.	Traitement des données compositionnelles	84
5.3	1.1. Définition et problématique	84
5.:	1.2. La transformation en log-ratio	85
5.3	1.3. Les valeurs nulles	86
5.2.	Les analyses statistiques non-supervisées : variables et méthodes	87
5.2	2.1. Les valeurs anormales	87
5.2	2.2. Le choix des variables	89
5.2	2.3. La classification ascendante hiérarchique	90
5.2	2.4. L'analyse en composantes principales	94
CHAPITRE	6. Résultats des classifications statistiques et caractérisation géochimique des	
	classes	<del>99</del>
6.1.	Résultat des classifications statistiques	99
6.3	1.1. La formation de Noranda	99
6.3	1.2. Le Groupe de Blake River 1	04
6.2.	Caractérisation géochimique10	09

6.2	2.1. La formation de Noranda			
6.2	2.2. Le Groupe de Blake River			
6.2	2.3. Récapitulatif des caractéristiques géochimiques			
CHAPITRE	7. Discussion			
7.1.	La formation de Noranda			
7.1	1.1 Caractéristiques générales			
7.1	1.2 Distribution géographique des groupes géochimiques			
7.1	1.3 Identification d'un schéma stratigraphique			
7.1	1.4 Composition des membres minéralisées de la formation de Noranda			
7.2.	Le Groupe de Blake River			
7.2	2.1. Caractéristiques générales			
7.2	2.2. Composition des roches felsiques du GBR			
7.2	2.3. Composition des roches mafiques du GBR			
7.3.	Pétrogenèse des unités volcaniques du GBR			
7.3	3.1. Pétrogenèse et affinité paléotectonique			
7.3	3.2. Pétrogenèse felsique			
7.3	3.3. Schéma géodynamique proposé pour le GBR			
CHAPITRE &	8. Conclusion			
8.1.	Compilation géochimique			
8.2.	Diagrammes de classification des roches volcaniques			
8.3.	Classification statistique des groupes géochimiques			
8.4.	Évolution de la formation de Noranda			
8.5.	Évolution du GBR19			
8.6.	Aperçu de la pétrogenèse et de la géodynamique			
RÉFÉRENCE	ES			

## **LISTE DES FIGURES**

Figure 2-1. Carte géologique simplifiée de la Province du Supérieur	9
Figure 2-2. Carte stratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi	13
Figure 2-3. A. Localisation des camps miniers de Noranda de Doyon-Bousquet-LaRonde.	
B. Carte lithologique simplifiée de la portion québécoise du GBR15	
Figure 2-4. Évolution des schémas stratigraphiques du GBR à travers le temps	19
Figure 2-5. Schéma stratigraphique de la partie centrale du GBR tel que proposé par	
Spence et de Rosen-Spence (1975).	20
Figure 2-6. Schéma stratigraphique de la partie centrale du GBR tel que proposé par	
Gibson et Watkinson (1990)	21
Figure 2-7. Distribution des groupes stratigraphiques dans les régions de Timmins, Kirkland	
Lake et Noranda selon Goodwin (1982)	22
Figure 2-8. Schéma stratigraphique du GBR selon Gélinas et al. (1984)	23
Figure 2-9. Carte de localisation des formations et de certains membres dans la partie	
québécoise du GBR	25
Figure 2-10. Géométrie des trois caldeiras identifiées dans le GBR	26
Figure 2-11. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des	
principaux gisements de SMV et des âges U-Pb disponibles.	27
Figure 2-12. Reconstruction schématique de la stratigraphie du camp central de Noranda	
et de la formation de Horne avec la localisation des principaux gisements de SMV et	
des âges U-Pb	32
Figure 2-13. Carte présentant les différentes formations du GBR	34
Figure 2-14. Carte lithologique centrée sur la Formation de Rouyn-Pelletier.	38
Figure 2-15. Carte lithologique de la formation de Duprat-Montbray	39
Figure 2-16. Carte lithologique simplifiée de l'extrémité est du GRB, montrant les formations	
d'Hébécourt et de Bousquet	41
Figure 3-1. Diagrammes binaires présentant les coefficients de corrélation pour des paires	
d'éléments non fractionnables par les processus magmatiques et hydrothermaux	56
Figure 3-2. A. Graphique quantile-quantile (Q-Q plot). B. Graphique probabilité-probabilité	
(P-P plot)	57
Figure 4-1. Diagramme « alteration box plot » pour le GBR	62
Figure 4-2. Classification des roches volcaniques du GBR selon (A) le diagramme SiO $_2$ vs	
$Zr/TiO_2$ (B) le diagramme Zr/TiO <sub>2</sub> vs Nb/Y	64
Figure 4-3. Exercice de classification des roches volcaniques les moins altérées du GBR	66

Figure 4-4. Construction de diagrammes de classification de roches volcaniques modernes	
fraîches avec différents rapports d'éléments en trace immobiles	72
Figure 4-5. Diagrammes de classification des roches volcaniques les moins altérées du	
Groupe de Blake River et des formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy,	
Noranda, Dupuis et Bousquet	77
Figure 4-6. Histogramme de la fréquence des différents types de roches volcaniques	
« fraîches », exprimé d'après leurs teneurs en SiO <sub>2</sub>	79
Figure 4-8. Diagrammes présentant l'affinité magmatique des roches volcaniques du	
Groupe de Blake River et des formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy,	
Noranda, Dupuis et Bousquet	81
Figure 5-1. Graphe représentant la mesure de la distance de Mahalanobis robuste au carré	
en fonction de la distribution chi-carré pour 22 degrés de liberté pour les échantillons	
de roches mafiques du GBR	89
Figure 5-2. A. Exemple de dendrogramme illustrant la mesure de similarité entre les	
échantillons et les regroupements qui en sont faits. B. Diagramme des indices de	
niveaux montrant l'augmentation de la variance intra-classe lors de l'agrégation des	
classes.	93
Figure 5-3. Résultat de l'ACP pour les roches mafiques du GBR. A. Cercle des corrélations	
B. Carte des individus	96
Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de	
Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à</li> </ul>	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les</li> </ul>	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes</li> </ul>	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la</li> </ul>	97
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97 . 101
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97 . 101 . 103
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> </ul>	97 . 101 . 103
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97 . 101 . 103
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2.</li> <li>C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2.</li> <li>C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97 . 101 . 103 . 106
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR.</li> </ul>	97 . 101 . 103 . 106
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3</li> </ul>	97 . 101 . 103 . 106
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F)</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> </ul>	97 . 101 . 103 . 106 . 108
<ul> <li>Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (B, D et F).</li> <li>Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR. B. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP pour les composantes principales 1 et 3.</li> <li>Figure 6-5. Caractéristiques géochimiques des roches mafiques à intermédiaires de la</li> </ul>	97 . 101 . 103 . 106

Figure 6-6. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches mafiques à intermédiaires de	
la formation de Noranda	. 113
Figure 6-7. Caractéristiques géochimiques des roches felsiques de la formation de	
Noranda	. 115
Figure 6-8. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches felsiques de la formation de Noranda.	116
Figure 6-9. Caractéristiques géochimiques des roches mafiques à intermédiaires du GBR	110
Figure 6-10. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches mafiques à intermédiaires du	. 110
GBR.	120
Figure 6-11. Caractéristiques géochimiques des roches felsigues du GBR.	122
Figure 6-12. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches felsigues du GBR.	124
Figure 6-13. Diagrammes multi-élémentaires illustrant les ensembles géochimiques formés	
pour la formation de Noranda et le GBR.	127
Figure 7-1. Diagrammes représentant les proportions relatives des différents groupes	
mafiques et felsiques de la formation de Noranda et des blocs de Flavrian et de	
Powell	. 130
Figure 7-2. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des	
échantillons mafiques à intermédiaires	132
Figure 7-3. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des	
échantillons felsiques	. 133
Figure 7-4. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des	
échantillons selon les ensembles NOR1 et NOR2	134
Figure 7-5. Diagrammes représentant les proportions relatives des différents groupes	
mafiques et felsiques pour les unités de la formation de Noranda.	. 135
Figure 7-6. A. Diagramme illustrant les proportions relatives des différents groupes	
mafiques et felsique pour les unités du bloc de Flavrian selon la polarité	
stratigraphique. B. Idem pour les groupes d'affinité tholéiitique à transitionnelle et	
transitionnelle à calco-alcaline	. 137
Figure 7-7. Carte de la partie québécoise du GBR illustrant la distribution des âges connus	
des roches volcaniques et intrusives	. 140
Figure 7-8. A et B. Diagrammes multi-élémentaire des unités minéralisées du camp Central,	
Sud et Est, pour les échantillons mafiques et felsiques respectivement. C et D.	
Diagrammes construits à partir des coordonnées des ACP respectivement pour les	
échantillons mafiques et felsiques. E. Diagramme de classification des roches	
volcaniques felsiques de Hart et al. (2004)	. 146

Figure 7-9. Carte illustrant les proportions relatives des différents groupes mafiques et	
felsiques pour le GBR et les formations qui le composent.	150
Figure 7-10. Localisation des centres felsiques référencés dans cette étude	153
Figure 7-11. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons	
associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique F1	157
Figure 7-12. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons	
associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique F2	158
Figure 7-13. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons	
associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique F3	159
Figure 7-14. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons	
associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique F4	160
Figure 7-15. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux	
centres felsiques de Bousquet, de Mobrun et aux roches felsiques du gisement de	
Boliden	167
Figure 7-16. Comparaison de la composition géochimique des roches associées au centres	
felsiques de Horne, et aux roches felsiques des gisements de Coniagas, Normétal et	
Louvicourt	170
Figure 7-17. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux	
centres felsiques de Cyprus et de Lemoine (Abitibi, Québec)	171
Figure 7-18. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux	
centres felsiques d'Hébécourt et #11 et aux roches felsiques du Groupe du Lac	
Watson, camp de Matagami (Abitibi)	172
Figure 7-19. A. Compilation des dates U-Pb disponibles pour le GBR avec l'attribution du	
groupe statistique felsique pour les échantillons de roches volcaniques présents	
dans la base de données. B. Compilation des dates U-Pb disponibles pour les roches	
volcaniques, ordonnées par formation.	174
Figure 7-20. Répartition géographique des groupes géochimiques M1 à M4 du GBR	177
Figure 7-21. Diagrammes de discrimination tectonique des roches mafiques	180
Figure 7-22. Diagrammes Nb vs Y de discrimination tectonique des roches felsiques de	
Pearce et al. (1984)	185

## LISTE DES TABLEAUX

avec les teneurs et tonnages.       16         Tableau 2-2. Membres de la formation de Noranda.       28         Tableau 3-1. Identification des sources de données qui ont servi à la compilation de la base de données géochimiques pour le GBR québécois.       49         Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR québécois.       51         Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO <sub>2</sub> 69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent.       76         Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda.       104
Tableau 2-2. Membres de la formation de Noranda.       .28         Tableau 3-1. Identification des sources de données qui ont servi à la compilation de la base de données géochimiques pour le GBR québécois.       .49         Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR québécois.       .51         Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO2       .69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent.       .76         Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.       .101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.       .104
<ul> <li>Tableau 3-1. Identification des sources de données qui ont servi à la compilation de la base de données géochimiques pour le GBR québécois.</li> <li>49</li> <li>Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR québécois.</li> <li>51</li> <li>Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO<sub>2</sub></li> <li>69</li> <li>Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent.</li> <li>76</li> <li>Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.</li> <li>101</li> <li>Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda.</li> </ul>
de données géochimiques pour le GBR québécois.       49         Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR       51         québécois.       51         Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches       76         Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       76         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       104
Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR       51         Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches       76         Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       76         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       101         Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables       104
québécois       51         Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO2       69         Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent
<ul> <li>Tableau 4-1. Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO<sub>2</sub></li></ul>
immobiles en fonction de SiO <sub>2</sub>
Tableau 4-2. Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent
volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent
composent
<ul> <li>Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.</li> <li>101</li> <li>Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda.</li> <li>104</li> </ul>
pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda
la formation de Noranda
Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda.         104
pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda
Noranda
lableau 6-3. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables
pour les trois composantes principales pour les roches mafigues à intermédiaires du
GBR
Tableau 6-4. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables
pour les trois composantes principales pour les roches felsigues du GBR
Tableau 6-5. Récapitulatif des caractéristiques géochimiques des groupes statistiques
Tableau 7-1. Unités minéralisées de la formation de Noranda
Tableau 7-2. Composition et affinité des unités minéralisées du bloc de Flavrian et du bloc
de Powell
Tableau 7-3. Proportions relatives des différents groupes et ensembles géochimique pour
le GBR et les formations qui le composent
Tableau 7-4. Compositions et affinités magmatiques des différents centres felsiques et
rhvolites identifiés au sein du GBR
Tableau 7-5. Gisements de SMV du GBR et centres felsigues associés.       163

## **CHAPITRE 1.** Introduction

Ce premier chapitre permet de décrire le contexte du projet de maîtrise et la problématique abordée. Les objectifs généraux et spécifiques ainsi que la méthode suivie pour les atteindre sont ensuite définis. Les rapports préliminaires antérieurement publiés et le plan du mémoire sont finalement brièvement présentés.

#### 1.1. Contexte

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans la Province du Supérieur, constitue l'un des meilleurs endroits au monde pour l'exploration des gisements polymétalliques de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Sur les 810 Mt de minerai de métaux de base et de métaux précieux cumulés pour cette ceinture (production, réserves et ressources), 375 Mt sont associées au Groupe de Blake River (GBR; Mercier-Langevin *et al.*, 2011). Le GBR concentre également un plus grand nombre de gisements de SMV que n'importe quelle autre ceinture archéenne au monde (31 gisements pour une superficie de 3000 km<sup>2</sup> dans la partie québécoise, Mercier-Langevin *et al.*, 2011). Le GBR, dans le secteur de Rouyn-Noranda, comprend deux importants camps miniers de SMV, le camp de Noranda (Gibson et Galley, 2007) et celui de Doyon-Bousquet-LaRonde (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). Par ailleurs, les ceintures de roches vertes archéennes sont les lieux d'enregistrement privilégiés des processus géodynamiques œuvrant à cette période et leur étude permet des avancées scientifiques en termes de concepts globaux d'évolution tectono-magmatique terrestre (Bédard, 2006; Bédard et Harris, 2014; Bédard *et al.*, 2003, 2013; Thurston, 2015).

#### 1.2. Problématique

Malgré l'identification de ces gisements de SMV à travers le GBR, leur position stratigraphique n'est pas toujours clairement connue et peu de niveaux marqueurs existent à l'échelle régionale. De nombreux travaux ont déjà été menés afin de clarifier le schéma stratigraphique de l'ensemble du GBR (p. ex. Gélinas *et al.*, 1984a; Péloquin *et al.*, 1990, 2001; Mercier-Langevin *et al.*, 2011), mais aussi de différents secteurs d'intérêt particulier. Par exemple, Lafrance et Dion (2004), ainsi que Dion et Rhéaume (2007), ont cartographié et compilé respectivement une partie de la formation de Renault-Dufresnoy et une partie de la formation de Duprat-Montbray. Ils ont proposé différentes unités chimico-stratigraphiques dans des secteurs restreints. Rogers *et al.* (2010a, 2010b, 2014) ont travaillé sur un petit segment de la Formation d'Hébécourt. Ross *et al.* (2011a, 2011b) ont étudié la géochimie des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires dans plusieurs secteurs du GBR.

La vision du schéma stratigraphique du GBR a évolué suite à ces nombreux travaux, depuis une simple succession de roches volcaniques vers des modèles suggérant de multiples séquences volcaniques distinctes. Pearson (2005), Pearson et Daigneault (2009), Mueller et al. (2009, 2012), ainsi que Moore et al., (2012, 2016) ont, en outre, proposé que le GBR ait été façonné par la formation successive de caldeiras imbriquées. Sur la base des travaux de Jean Goutier du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERNQ; Goutier, 2009; en préparation), de Mercier-Langevin et al. (2011) et de McNicoll et al. (2014), les roches volcaniques de la partie québécoise du GBR sont divisées en neuf formations. Cette division stratigraphique est principalement basée sur des observations de terrain, des descriptions physiques des roches, des campagnes géophysiques et géochronologiques mais peu sur les considérations géochimiques. Les nombreuses datations U-Pb récemment obtenues et compilées par McNicoll et al. (2014) permettent de fournir un cadre chronologique aux événements volcaniques et à la minéralisation. Les travaux gouvernementaux, académiques et des compagnies d'exploration ont rendus disponibles des milliers d'analyses géochimiques incluant les éléments en trace. Cependant ces données géochimiques n'ont pas encore été exploitées à leur plein potentiel pour mieux comprendre la stratigraphie du GBR. Un autre problème est que certains secteurs du GBR sont pauvres en analyses géochimiques, ou alors seulement les éléments majeurs sont disponibles.

#### 1.3. Objectifs du projet

L'objectif principal de ce projet de maîtrise est de permettre, à travers l'étude de la composition géochimique des roches volcaniques du GBR, une meilleure compréhension de la stratigraphie afin de mieux contraindre la position de gisements de SMV connus et faciliter l'exploration. Ce projet permettra ainsi de valoriser l'importante quantité de données lithogéochimiques disponibles pour le GBR, de renseigner sur la persistance régionale et temporelle de certaines signatures géochimiques, de leurs caractéristiques, de leur étendue géographique et de l'implication sur la structuration à grande échelle des régions sources. Ces données proviennent en grande partie

de la base de données du MERNQ, le SIGÉOM, mais aussi de données issues de la littérature ainsi que de nouveaux échantillons et de ré-analyses d'anciennes poudres.

Les deux objectifs spécifiques sont 1) nommer l'ensemble des roches volcaniques du GBR et 2) caractériser les liens qui existent entre la composition géochimique des roches volcaniques, la stratigraphie, les datations et la minéralisation.

### 1.4. Méthodologie

La méthodologie du projet est présentée en détail aux chapitres 3, 4 et 5 et seul un bref aperçu est donné ici pour permettre une vue d'ensemble. Les étapes principales du travail sont les suivantes :

- 1. Une campagne de terrain d'un mois dans le GBR pour récolter de nouveaux échantillons dans les secteurs à faible densité d'information géochimique.
- 2. La ré-analyse de certaines poudres provenant des archives du MERNQ pour les éléments traces, et l'analyse géochimique complète des nouveaux échantillons.
- La compilation et le nettoyage de la base de données, y compris la relocalisation de certains échantillons, la suppression des doublons, la détection des analyses incomplètes ou mal référencées.
- 4. La caractérisation géochimique et l'identification des roches volcaniques les moins altérées du GBR grâce au diagramme de classification SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester et Floyd, 1977) et au diagramme de l'affinité magmatique Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009).
- 5. La recherche d'un rapport d'éléments incompatibles ayant une bonne corrélation avec le SiO<sub>2</sub> durant la différentiation et qui permettrait de nommer les roches altérées du GBR en évitant le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y qui n'est pas une équivalence satisfaisante du diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub>.
- Le traitement des données compositionnelles, comprenant le traitement des valeurs nulles et sous la limite de détection et le calcul des distances de Mahalanobis pour la suppression des valeurs extrêmes.
- 7. Le choix de méthodes statistiques multivariées permettant d'identifier des groupes géochimiques avec une variance intra-classe minimum et une variance inter-classes

maximum : les classifications ascendantes hiérarchiques et les analyses en composantes principales.

- Le choix de variables géochimiques présentant une variance maximale au sein de la base de données et pouvant être interprétés en termes de processus pétrogénétiques ayant influencé la composition des roches : Zr/Ti, Th/Nb et La/Yb.
- 9. L'identification de groupes géochimiques par les analyses statistiques multivariées, d'abord pour la formation de Noranda, puis pour l'ensemble du GBR.
- 10. La mise en carte des groupes géochimiques et la comparaison entre ces groupes, la stratigraphie et la géochronologie pour la formation de Noranda.
- 11. La caractérisation géochimique des unités minéralisées de la formation de Noranda.
- 12. La mise en carte des groupes géochimiques et la comparaison entre ces groupes, la stratigraphie et la géochronologie d'abord pour les centres felsiques et ensuite pour les groupes géochimiques mafiques à intermédiaires de l'ensemble du GBR.
- 13. La comparaison géochimique des centres felsiques minéralisés du GBR.
- 14. L'utilisation de diagrammes de discrimination tectonique pour discuter de l'évolution du contexte géodynamique du GBR.

#### 1.5. Publications antérieures

Le présent projet a déjà fait l'objet de deux rapports préliminaires (Sterckx *et al.*, 2013, 2014). Le premier visait à entreprendre un premier exercice de classification des roches volcaniques du GBR et a mis en évidence le manque de correspondance stricte qui existe entre la classification fournie par le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> et le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y. Le second rapport entreprend la caractérisation géochimique des roches les moins altérées du GBR et des formations qui le composent. Les résultats de ces travaux sont inclus dans ce mémoire.

#### 1.6. Plan du mémoire

Le mémoire s'articule comme suit. Dans un premier temps, le chapitre 2 fourni le contexte géologique et métallogénique du GBR et présente un résumé des différents schémas stratigraphiques proposés durant les 50 dernières années. Ce chapitre se clôture sur une description détaillée des neuf formations qui composent aujourd'hui le GBR.

Le chapitre 3 décrit les étapes ayant mené à la constitution de la base de données lithogéochimiques utilisée dans ce travail. Le chapitre 4 est consacré à la caractérisation géochimique des roches fraîches du GBR et de ses formations. Les limitations dans l'emploi des différents diagrammes de classification sont discutées et des pistes permettant la création de nouveaux diagrammes de classification des roches volcaniques altérées sont proposées.

Dans le but d'utiliser des méthodes statistiques multivariées pour classer les échantillons du GBR, le chapitre 5 définit les limites liées au traitement des données compositionnelles et décrit les différentes méthodes statistiques sélectionnées pour ce projet. Le sixième chapitre est consacré à présenter les résultats des classifications statistiques, d'abord pour la formation de Noranda séparément, et ensuite pour l'ensemble de données du GBR. Les caractéristiques géochimiques des différents groupes formés sont également présentées.

Le septième chapitre discute des résultats présentés au chapitre précédant, en les replaçant dans un contexte stratigraphique et métallogénique. La distribution spatio-temporelle des groupes géochimiques est mise en évidence et permettra une succincte analyse de l'évolution du contexte géodynamique du GBR. Le chapitre 8 présente les conclusions de ces travaux.

### CHAPITRE 2. Contexte géologique

Le Groupe de Blake River se situe dans la Sous-province de l'Abitibi, celle-ci formant une des principales ceintures de roches vertes de la Province archéenne du Supérieur. Ce chapitre résume la géologie régionale dans laquelle s'inscrit ce travail afin de mieux comprendre le contexte tectono-stratigraphique du Groupe de Blake River. L'importance métallogénique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, et du Groupe de Blake River en particulier, sont également abordés. Le Groupe de Blake River reste un des meilleurs endroits au monde pour l'exploration et l'étude des gisements de type sulfures massifs volcanogènes.

#### 2.1. La Province du Supérieur

La Province du Supérieur forme le plus grand craton archéen au monde et constitue une part importante du Bouclier canadien. Aujourd'hui un débat existe au sein de la communauté scientifique pour tenter d'expliquer les mécanismes géodynamiques responsables de la tectonique achéenne. Selon une vision actualiste inspirée de la tectonique des plaques du Phanérozoïque, la Province du Supérieur consiste en un collage de terranes continentaux mésoarchéens (granites et gneiss), de terranes océaniques néoarchéens (ceintures de roches vertes et granitoïdes) et de roches métasédimentaires dont l'assemblage s'est fait de manière diachronique depuis le nord (avant 2,73 Ga; Maurice *et al.*, 1999; Boily *et al.*, 1999) vers le sud (entre 2,72 et 2,68 Ga; Percival, 2007) (Polat et Kerrich, 2001). L'accrétion allochtone de ces différents terranes est à l'origine des déformations et du métamorphisme, et présente certaines évidences les mieux préservées d'une forme de tectonique des plaques au Néoarchéen (Polat et Kerrich, 2002; Percival *et al.*, 2006). Certains auteurs défendent l'hypothèse d'un métamorphisme de contact (Easton, 2000; Bédard *et al.*, 2003). L'accolement des différents terranes a eu lieu lors de cinq évènements d'accrétion distincts autour d'un craton « noyau », celui de *North Caribou* (Percival *et al.*, 2006).

Depuis 2,4 Ga (âge de l'Huronien, conglomérats de Cobalt), la Province du Supérieur est restée relativement stable, perturbée uniquement par la formation de rifts au niveau de ses marges, par la mise en place d'essaims de dykes au Protérozoïque et par une rotation à grande échelle à 1,9 Ga. Les marges nord-est et nord-ouest du craton ont, quant à elles, subi une déformation ductile accompagnée d'un métamorphisme de faible grade entre 1,9 et 1,8 Ga.

Les portions de croute continentale les plus vieilles de la province se situent dans la partie nordouest (*Northern Superior Superterrane*) et nord-est (domaine d'Inukjuak dans la Sous-province de Tikkerutuk) et sont datées à plus de 3,8 Ga (David *et al.*, 2002). Les portions de croute océaniques sont, elles, plus jeunes, de forme allongée et représentent, toujours selon les modèles actualistes, des environnements géodynamiques tels que des planchers et plateaux océaniques, ainsi que des arcs et des arrières-arcs volcaniques. Ces roches abritent les plus importants gisements de sulfures massifs volcanogènes de la province, particulièrement dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Percival, 2007). Les terranes métasédimentaires séparent généralement ces domaines continentaux et océaniques et représentent des séquences synorogéniques déposées, déformées et métamorphosées lors de l'accrétion et de la collision. Certains terranes métasédimentaires s'étendent à travers toute la province. Des failles associées avec certains évènements tectoniques ont permis la formation de gîtes d'or orogéniques, tel celui de Sigma-Lamaque le long de la faille de Larder Lake-Cadillac dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Hodgson et MacGeehan, 1982; Robert et Brown, 1986).

Les différentes sous-provinces, distinctes par leurs structures et leurs lithologies, forment aujourd'hui des alignements dont les limites sont orientées est-ouest dans la partie sud, ouestnord-ouest dans la partie ouest et nord-ouest dans la partie nord-est de la Province (Figure 2-1).

Un modèle non-actualiste a également été proposé pour expliquer la formation de la Province du Supérieur (Bédard *et al.*, 2013; Bédard et Harris, 2014). Ce modèle suppose que la tectonique des plaques à l'Archéen, contrairement à aujourd'hui, n'était pas tributaire de l'action de zones de subduction. Le concept de tectonique verticale est dès lors abandonné pour proposer un modèle de tectonique horizontale impliquant un « courant mantellique » qui entraine le déplacement horizontal des masses continentales en poussant sur les quilles du manteau lithosphérique sous-continental. Ce processus aurait mené au démantèlement d'un craton du Supérieur I, présent avant celui que l'on connait aujourd'hui. Les roches d'affinité calco-alcaline archéennes interprétées classiquement comme l'équivalent des produits volcaniques des zones de subduction modernes sont produits par l'interaction entre un panache mantellique et l'ancien craton. Un renversement mantellique, dû à une instabilité gravitationnelle créée par l'émission de magmas basaltiques denses sur des magmas de type TTG (tonalite- trondhjémite-granodiorite) moins denses, entraine la formation d'un panache mantellique vers 2780 Ma. Le démantèlement du craton du Supérieur I se poursuit jusque 2720 Ma, où un changement dans le flux mantellique

8

permet l'accolement des différents terranes. Après l'accolement, l'histoire tectono-sédimentaire décrite par le modèle non-actualiste rejoins celle décrite par le modèle actualiste.



Figure 2-1. Carte géologique simplifiée de la Province du Supérieur. Modifié d'après Thurston *et al.* (2008). Les légendes des différentes sous-provinces sont de Sanborn-Barrie et Skulski (2006) et Stott et Mueller (2009).

#### 2.2. La ceinture de roches vertes de l'Abitibi

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi, s'étendant au Québec et en Ontario, est la plus grande ceinture de roches vertes archéenne au monde (>85 000 km<sup>2</sup>) et une des mieux préservées (Goodwin, 1982; Wyman *et al.*, 1999). Considérée comme la plus riche en gisements de sulfures massifs volcanogènes (Hodgson, 1985), elle a fait l'objet de multiples études depuis de nombreuses décennies. En effet, sur l'ensemble de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, 102 gisements de SMV sont connus, totalisant 810 Mt de minerais de Cu-Zn-Ag-Au (Mercier-Langevin

*et al.*, 2011). Les plus grands gisements sont ceux de Kidd Creek (Gibson *et al.*, 2003), Horne (Gibson *et al.*, 2000) et LaRonde Penna (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a,b). De nombreux autres camps miniers à SMV sont connus dans cette ceinture de roches vertes, notamment dans les secteurs de Selbaie (Faure, 1990), Matagami (par exemple : Sharpe, 1968; Piche *et al.*, 1993; Ross *et al.*, 2014), Chibougamau (Pilote *et al.*, 1997; Mercier-Langevin *et al.*, 2014), Normétal (Lafrance, 2003), Rouyn-Noranda (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Galley, 2007), Val-d'Or (Pilote, 2000), Doyon-Bousquet-LaRonde (Mercier-Langevin *et al.*, 2007c), Joutel (Legault *et al.*, 2002), Coniagas (Doucet *et al.*, 1998), Potter et Potterdoal (Epp, 1997), Grevet-Langlois (Labbé *et al.*, 1995) et Kamiskotia (Thurston et Hocker, 2005). Outre ces gisements de SMV, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est également connue pour ses gisements d'or orogénique, dans des veines de quartz-carbonates syn- à post-tectoniques. Ce type de gisement se trouve en association étroite (spatiale et génétique) avec les failles de Larder Lake-Cadillac et Porcupine-Destor. Les districts de Timmins, Kirkland Lake, Val-d'Or, Rouyn-Noranda, Larder Lake et Malartic sont, en termes de tonnage d'or, les plus importants au Canada (Dubé et Gosselin, 2007).

A grande échelle, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi se présente comme une succession d'unités volcaniques mafiques et felsiques, en contact discordant avec différents bassins sédimentaires, le tout recoupé par des séries plutoniques synvolcaniques et/ou syntectoniques (Thurston *et al.*, 2008). L'orientation des séquences volcano-sédimentaires est linéaire et typiquement est-ouest.

Un premier modèle décrit la Sous-province comme s'étant formée de manière allochtone, par collage de fragments distincts (Chown *et al.*, 1992; Mueller *et al.*, 1996; Daigneault *et al.*, 2002). Elle serait le résultat de la formation, de l'évolution, de la collision et de la fragmentation de deux arcs volcaniques entre 2735 et 2670 Ma (Chown *et al.*, 1992; Mueller *et al.*, 1996). Ceux-ci sont identifiés comme la zone volcanique nord (2735–2705 Ma) et la zone volcanique sud (ZVS, 2715–2697 Ma), accolées lors d'un processus de subduction à convergence oblique et séparées par le système de failles de Destor-Porcupine-Manneville (Chown *et al.*, 1992). Ce système de failles aurait dans un premier temps localisé la collision des deux arcs, avant que la poursuite de la convergence oblique mène, dans un deuxième temps, à leur fragmentation lors d'un mouvement de décrochement dextre le long de cette même faille (Mueller *et al.*, 1996). L'ouverture du bassin en pull-apart de Duparquet témoigne de ce mouvement décrochant (Daigneault *et al.*, 2002). La faille de Larder Lake-Cadillac, qui délimite elle la ZVS au sud, est elle aussi passée d'un

mouvement de faille normal lors de la subduction à un mouvement de décrochement qui a vu l'ouverture du bassin de Granada (Daigneault *et al.*, 2002). La ceinture de roches vertes de l'Abitibi semble dès lors être un analogue archéen des subductions de plaques océaniques actuellement observées dans l'ouest du Pacifique (Mueller *et al.*, 1996).

Des études plus récentes, basées sur la stratigraphie et la géochronologie, ont permis de raffiner l'évolution de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et de proposer un modèle d'évolution autochtone (Ayer et al., 2002; Thurston et al., 2008; Wyman et Kerrich, 2009). Grâce une approche chrono-stratigraphique, ces auteurs mettent en évidence huit épisodes volcaniques ou sédimentaires (Figure 2-2), successivement : Pacaud (2750-2735 Ma), Deloro (2734-2724 Ma), Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma), Kidd-Munro (2719-2711 Ma), Tisdale (2710-2704 Ma), Blake River (2704-2695 Ma), Porcupine (2690-2685 Ma) et Timiskaming (2677-2670 Ma). Les six premiers assemblages correspondent à des assemblages de roches volcaniques sous-marines, allant de komatiites et basaltes tholéiitiques à des laves calco-alcalines mafiques à felsiques. Les différents types de magmas se retrouvent généralement en étroite association, ce qui démontre selon la littérature une interaction complexe de différentes sources mantelliques et de différents environnements géodynamiques (Ayer et al., 2002). Les assemblages volcaniques sont généralement intercalés avec de fins niveaux volcanosédimentaires (formations de fer, brèches de chert, tufs fins, etc.), témoignant d'une sédimentation sous-marine faible et discontinue, mais servant de niveau stratigraphique repère pour la localisation de gisements syngénétiques, comme les SMV, dans des intervalles stratigraphiques précis (Thurston et al., 2008). Les deux derniers assemblages, principalement d'origine sédimentaire, sont déposés en discordance sur les précédents et situés à proximité de failles régionales.

L'assemblage de Porcupine est dominé par des turbidites, alors que celui de Timiskaming consiste principalement en des conglomérats et grès fluviatiles (Ayer *et al.*, 2002). Ces observations permettent d'imaginer un modèle d'évolution autochtone dans lequel chacun des assemblages volcaniques représenterait un environnement tectonique précis dans un contexte de subduction (arc, bassin d'avant ou d'arrière arc) ou de panache mantellique (Wyman *et al.*, 1999; Ayer *et al.*, 2002; Wyman *et al.*, 2002; Wyman et Kerrich, 2009, 2010). La présence de plutons syntectoniques et synvolcaniques de composition adakitique (plutons de Round Lake et du lac Abitibi), en association avec des roches komatiitiques, témoignerait de la fusion de la lithosphère océanique subductée par l'action d'un panache mantellique (Wyman et Kerrich, 2009,

2010). La fin des cycles volcaniques correspond à une période dominée par la déformation, le plutonisme et le dépôt de roches sédimentaires. Ceci témoigne d'un régime tectonique en compression menant à la collision et l'accrétion de l'Abitibi sur le craton de la Province du Supérieur.

Un dernier modèle se base sur la théorie non-actualiste pour expliquer la mise en place des volcanites de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Bédard et Harris, 2014; Bédard, 2018). Ce modèle décrit l'évolution de la croute océanique archéenne dont les faciès calco-alcalins représentent la réactivation de basaltes enfouis. Ce processus implique que toute mise en place de TTG, gabbro ou basalte à la base de la croute océanique archéenne s'accompagne de restite dense et gravitationnellement instable. Ceci conduit à leur délamination et permet au manteau chaud de remonter dans la croute, provoquant de nouveaux épisodes de fusion, qui seront à l'origine d'une différentiation autocatalytique et au développement d'une croute continentale et d'un manteau lithosphérique sub-continental. Cette évolution serait à l'origine de la présence de plus en plus marquée de roches calco-alcalines associées aux roches tholéiitiques dans le GBR par rapport aux précédents assemblages volcaniques de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. L'assemblage de Blake River marque dès lors la progression vers la continentalisation de la croute océanique.



Figure 2-2. Carte stratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi, d'après Thurston et al. (2008).

#### 2.3. Le Groupe de Blake River

Le Groupe de Blake River (GBR), daté à 2704-2695 Ma par McNicoll *et al.* (2014), représente le plus jeune assemblage de roches volcaniques subalcalines de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Thurston *et al.*, 2008), et également le plus prolifique en SMV (Mercier-Langevin *et al.*, 2011). La première partie de cette section sera consacrée à illustrer l'importance métallogénique des gisements de SMV et SMV riches en or qu'abrite le GBR. La seconde détaillera la géologie du GBR, alors que la troisième présentera l'évolution historique des schémas stratigraphiques proposés dans la littérature depuis les premiers travaux de Wilson (1941) dans la région.

#### 2.3.1. Métallogénie du Groupe de Blake River

Sur 102 gisements de SMV, totalisant 810 Mt de minerais (production, réserves et ressources) recensés dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, 31 gisements (>319 Mt) sont localisés dans le GBR (Mercier-Langevin et al., 2011). Ces 31 gisements sont regroupés dans deux districts miniers : celui de Noranda (comportant les camps Ouest, Nord, Nord Est, Est, Central Nord et Central Sud; Figure 2-3, Tableau 2-1) et celui de Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL). Le district de Noranda abrite l'immense gisement de Horne et la célèbre « séquence des mines ». Sur les neuf gisements de SMV riches en or que compte la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, sept sont issus du GBR et totalisent 92% du tonnage des SMV riches en or de l'Abitibi (Mercier-Langevin et al., 2009). Quatre d'entre eux sont de classe mondiale (>100 t Au, Singer, 1995): Horne, LaRonde-Penna, Quémont et Westwood (Mercier-Langevin et al., 2009; Yergeau, 2015). Les deux premiers sont, en outre, les deux plus importants gisements de SMV riches en or au monde avec ~280 t Au et ~330 t Au respectivement (Mercier-Langevin et al., 2011a, b). Le gisement de Horne (~167,4 Mt de minerai, incluant la zone No. 5) est également un des plus importants gisements archéens de SMV au monde (Galley et al., 2007). Le GBR représente ainsi la plus grande concentration de SMV de la Province du Supérieur et de n'importe quelle autre séquence archéenne au monde (Mercier-Langevin et al., 2011b).



Figure 2-3. A- Localisation des camps miniers de Noranda de Doyon-Bousquet-LaRonde. CCN = camp central Nord, CCS = camp central Sud, CW = zone de cisaillement de Wasa, FA = faille Andésite, FB = faille de Beauchastel, FC = faille de Cadillac, FH = faille de Horne Creek, FHC = faille de Hunter Creek, FLI = faille du Lac Imau, FPD = faille de Porcupine-Destor, FRD = faille du ruisseau Davidson, H = indice Halliwell, I = indice Inmont, M = indice Montbray, MH = indice Moosehead, N = indice Newbec, P = indice Pinkos, Y = indice Yvanex. Les numéros de gisements correspondent aux numéros repris dans le tableau 2-1. B- Carte lithologique simplifiée de la portion québécoise du Groupe de Blake River. R-N = Rouyn-Noranda. Tiré de de Mercier-Langevin *et al.* (2011).

Tableau 2-2-1. Les gisements de sulfures massifs volcanogènes du Groupe de Blake River avec les teneurs et tonnages (modifié d'après Mercier-Langevin et al., 2011b). Les données de Horne sont actualisées d'après Falco Pacific Resource Group (2014).

No.	Gisement	District	Camp	Tonna-					Années de
				ge Mt	Cu %	Zn %	Au g/t	Ag g/t	production
1	Magusi	Noranda	Ouest	1,68	3,3	5,13	1,84	65,9	
2	Fabie (New Insco)	Noranda	Ouest	0,46	2,53		0,02	1,23	1976-1977
									2008
3	Aldermac (3,4,5)	Noranda	Ouest	1,87	1,65		0,02	1,23	1933-1943
3	Aldermac (7,8)	Noranda	Ouest	1,04	1,5	4,13	0,3	31,2	
4	West Ansil	Noranda	central Nord	1,13	3,35	0,29	0,82	7,45	
5	Ansil	Noranda	central Nord	1,6	7,06	1,77	2,21	26,3	1989-1993
6	Vauze	Noranda	central Nord	0,36	3,1	2,2	0,69	30,78	1961-1965
7	Norbec	Noranda	central Nord	4,6	2,61	3,88	0,65	43,8	1964-1976
8	Norbec zone D	Noranda	central Nord	inclus da	ns Norb	ec			
9	East Waite	Noranda	central Nord	1,50	4,1	3,25	1,8	31	1952-1961
10	Old Waite	Noranda	central Nord	1,12	4,7	2,98	1,1	22	1928-1930
									1944-1962
11	Bedford Hill	Noranda	central Sud	0,23	1,45				
12	Amulet F	Noranda	central Sud	0,27	3,4	8,6	0,3	46,3	1930-1937
									1944-1962
13	Amulet C	Noranda	central Sud	0,56	2,2	8,5	0,6	86,7	1930-1953
14	Amulet lower A	Noranda	central Sud	4,69	5,1	5,2	1,43	44,1	1937-1962
14	Amulet Upper A	Noranda	central Sud	0,18	2,3	6,1	2	46	1937-1962
14	Amulet A-11	Noranda	central Sud	0,44	3,6	2,4	0,7	22	1956-1962
15	Millenbach	Noranda	central Sud	3,48	3,42	4,28	0,91	46,25	1971-1981
16	D-266	Noranda	central Sud		4	5,9	1,52	49,94	
16	# 14	Noranda	central Sud		3,75	6,6	0,82	63,49	
17	#23	Noranda	central Sud		2,15	6,49	0,51	53,33	
18	D-68	Noranda	central Sud		3,82	5,02	1,97	61,79	
19	Corbet	Noranda	central Sud	2,65	2,92	1,57	0,84	17,48	1979-1986
20	Quémont	Noranda	Sud	13,82	1,32	2,44	5,49	30,9	1949-1971
20	Quémont	Noranda	Sud	0,087	0,33	9,26	4,42	46,3	2001
21	Horne	Noranda	Sud	53,7	2,2	0,17	6,06	13	1927-1976
	lentilles A à E et G, H,								
21	К	Noranda	Sud	inclus da	ns Horne	5			
21	Horne zone no. 5	Noranda	Sud	113,7	0,1	0,57	1,25	17,14	1967-1976
									futur?
22	D'Eldona	Noranda	Sud	0,08	0,2	5,27	5,27	27,36	
23	Delbridge	Noranda	Sud	0,37	0,61	9,66	2,8	109,5	1969-1971
24	South Dufault	Noranda	Est	0,22	1,08				
25	West MacDonald	Noranda	Est	0,94	0	3,03	0,5	1,37	1955-1959
25	Gallen	Noranda	Est	2,6	0,12	4,94	1,12	33,57	1981-1985
<u> </u>									1997-2000
26	Mobrun	Noranda	Nord Est	1,63	0,84	2,45	2,41	27,39	1986-1992
27	Bouchard-Hébert	Noranda	Nord Est	9,61	0,78	4,74	1,41	43,28	1995-2005
28	Westwood	Doyon Bou	isquet-LaRonde	13			11		2013-
29	Bousquet 2	Doyon Bou	isquet-LaRonde	8,22	0,7		8,56		1990-2002
29	Dumagami	Doyon Bou	isquet-LaRonde	7,33	0,7	0,07	6,84	19,5	1988-1999
30	LaRonde Penna	Doyon Bou	isquet-LaRonde	78,5	0,3	1,9	3,7	39,7	2000-
Tonnage total pour le Groupe de Blake River				319,52					

#### 2.3.2. Géologie du Groupe de Blake River

Le GBR représente un assemblage volcanique d'affinité tholéiitique à calco-alcaline de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, s'étendant au Québec et en Ontario (Thurston *et al.*, 2008). Il est composé de roches volcaniques et volcanoclastiques sous-marines dont la composition varie de basaltes à rhyolites (de Rosen-Spence, 1976; Goodwin, 1977; Dimroth *et al.*, 1982; Gélinas *et al.*, 1984; Laflèche *et al.*, 1992a; Péloquin *et al.*, 2001; Ross *et al.*, 2008, Figure 2-3B). Ces roches volcaniques sont recoupées par différentes générations de plutons synvolcaniques et syntectoniques archéens, ainsi que par des dykes protérozoïques de composition variable (Piercey *et al.*, 2008). La majorité des volcanoclastites sont issues de la fragmentation de coulées de laves et du remaniement; peu d'entre elles présentent une origine pyroclastique (Ross *et al.*, 2007, 2008, 2011a, 2011b; Mercier-Langevin *et al.*, 2008; Ross, 2010). Les volcanites se présentent généralement sous la forme des associations suivantes : plaines de laves mafiques, volcanisme à dominance mafique à intermédiaire, volcanisme bimodal, volcanisme à dominance felsique (Goutier *et al.*, en préparation, voir description détaillée plus loin).

Loin des zones de faille ou de cisaillement, les faciès volcaniques et les textures primaires sont habituellement bien préservés, car le métamorphisme ambiant est resté faible. Deux épisodes de métamorphisme ont pu être identifiés. Le premier est un métamorphisme de contact au faciès amphibolites, lié à la mise en place du pluton syntectonique du Lac Dufault vers 2690 Ma (Wilson, 1941; de Rosen-Spence, 1969). Le second épisode est induit par un métamorphisme régional (2677 à 2643 Ma, pouvant également être induit par le plutonisme sous-jacent) s'étendant du faciès phrénite-pumpellyite au faciès inférieur des amphibolites (Jolly, 1978; Dimroth *et al.*, 1983; Powell *et al.*, 1995; Dubé *et al.*, 2007).

Le GBR est délimité au nord par les failles de Porcupine-Destor et Lac Parfouru, et au Sud par la faille de Larder Lake-Cadillac. En Ontario, le groupe repose en quelques endroits sur l'assemblage volcanique de Tisdale, alors qu'au Québec le contact inférieur normal n'est pas observé (Thurston *et al.*, 2008). Localement le groupe est recouvert en paraconcordance (discordance angulaire localement bien préservée) par les dépôts turbiditiques des groupes de Kewagama et de Cadillac, plus jeunes que 2689 Ma et 2685±2 Ma, respectivement (Davis, 2002; Lafrance, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). En d'autres endroits, le GBR est recouvert en discordance par les conglomérats et les roches volcaniques alcalines du Groupe de Timiskaming, ainsi que par les conglomérats paléoprotérozoïques du Groupe de Cobalt.

La structure interne du GBR se définit par deux types de structures planaires : l'une à pendage faible, répandue dans le secteur de Rouyn-Noranda, l'autre à pendage élevé, au sud, nord et à l'est du GBR (Péloquin *et al.*, 1990). L'étude structurale du GBR par Hubert *et al.* (1984) permet de reconnaitre trois phases de déformation. La déformation D<sub>1</sub> correspond à un cisaillement senestre le long des failles de Porcupine-Destor et de Larder Lake-Cadillac. Cette déformation majeure semble contrôler la distribution des lithologies et du grain structural dans la région. La déformation D<sub>2</sub> indique une phase de compression, appliquée perpendiculairement aux zones de cisaillement. Des plis en Z sont formés par l'interférence de deux systèmes de plis, associées aux phases de déformation D1 et D2. Les structures D<sub>3</sub> correspondent à un assemblage conjugué de kink bands d'orientation N-NE et N-NO. Les phases D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> n'ont pas influencé significativement la déformation antérieure D<sub>1</sub>. Des études plus récentes suggèrent cependant une plus grande complexité structurale (par ex. Legault et Rabeau, 2007).

#### 2.3.3. Schéma stratigraphique

Les caractéristiques métallogéniques exceptionnelles du GBR en font une région intensément étudiée et ayant servi d'exemple pour comprendre les processus de mise en place des gisements de SMV au sein des roches volcaniques. Les travaux de Comba (1975), Hodgson et Lydon (1977), Divi *et al.* (1979), Riverin et Hodgson (1980), synthétisés par Franklin *et al.* (1981) permirent, par exemple, de définir des SMV de « type Noranda ». Depuis près d'un siècle, de nombreux auteurs ont proposé divers schémas stratigraphiques (Figure 2-4) qui ont participé à la compréhension que l'on a aujourd'hui du GBR. L'amélioration des différents schémas a été rendue possible par un meilleur accès aux affleurements, des études poussées des gisements connus, de très nombreux forages, une cartographie de plus en plus détaillée ainsi qu'une multitude de datations U-Pb de haute précision. Les grands types de schémas stratigraphiques proposés sont basés sur des modèles de séquences simples (Wilson, 1941; Spence, 1967; Spence et de Rosen-Spence, 1975; de Rosen-Spence, 1976; Goodwin, 1977; Goodwin, 1979; Goodwin, 1982), de séquences multiples (Péloquin *et al.*, 1990; Goutier *et al.*, en préparation) ou encore de caldeiras imbriquées et séquentielles (Mueller *et al.*, 2009, 2012; Moore *et al.*, 2012, 2016; Pearson et Daigneault, 2009).


Figure 2-4. Évolution des schémas stratigraphiques du Groupe de Blake River à travers le temps. Tiré de Mercier-Langevin *et al.* (2011).

Les travaux de Gunning et Ambrose (1937, 1940), et Ambrose (1941) sont les premiers à introduire les noms de Groupe de Blake River, Groupe de Cadillac, Groupe de Kewagama et Groupe de Malartic. Wilson (1941), quant à lui, établit une séquence stratigraphique de 26 unités dans le secteur de Noranda. À partir des années 1960, différents auteurs (p.ex. : Gilmour, 1965; Hutchinson, 1965) proposent que les gisements de SMV ne soient non pas liés à une activité intrusive, mais d'origine volcanogène, et qu'il existe de ce fait un contrôle stratigraphique important sur leur emplacement. Les études stratigraphiques vont dès lors s'intensifier, essentiellement dans la partie centrale du GBR, où de nombreux gisements sont déjà connus.

C'est dans ce contexte que Spence (1967), Spence et de Rosen-Spence (1975) et de Rosen-Spence (1976) proposent une stratigraphie du camp de Noranda basée sur la succession de cinq zones (ou cycles) volcaniques felsiques, séparées par des unités andésitiques (Figure 2-5). Les auteurs mettent en lumière la présence de dômes rhyolitiques associés aux gisements de SMV, particulièrement abondants dans le cycle 3, lié à la « séquence des mines ». de Rosen-Spence (1976) démontre que le complexe de Noranda s'est formé par coalescence de nombreux petits édifices volcaniques rapprochés, ce qui explique les changements de faciès observés au sein et entre les différentes coulées. Spence et de Rosen-Spence (1975) suggèrent également une subsidence synvolcanique en chaudron dans la partie centrale du camp de Noranda et émettent l'hypothèse qu'elle puisse être à l'origine d'une relation étroite entre les dômes felsiques et une chambre magmatique peu profonde, favorisant l'activité hydrothermale. Le pluton de Flavrian, de

même composition que les laves felsiques, pourrait représenter la partie affleurante de cette chambre. Selon ce modèle, le chaudron est délimité structuralement par la faille de Hunter Creek au Nord et par la faille Horne Creek au sud. Les cycles volcaniques se succèdent depuis l'ouest du pluton de Flavrian (cycle 1) jusqu'à l'est de la faille d'Alembert (cycle 5).



Figure 2-5. Schéma stratigraphique de la partie centrale du Groupe de Blake River tel que proposé par Spence et de Rosen-Spence (1975). La position des gisements reflète la position des gisements actuels connus. FB = faille de Beauchastel, FHoC = faille de Horne Creek, FA = faille Andésite, FLLC = faille de Larder Lake-Cadillac, R-N = Rouyn-Noranda.

Gibson et Watkinson (1990) reprennent l'idée des cinq cycles (Figure 2-6), mais en les regroupant sous : préchaudron (cycle 1 et 2), chaudron (cycle 3) et post-chaudron (cycle 4 et 5). Ils appuient aussi l'hypothèse que la subsidence d'un édifice volcanique de type volcan bouclier soit à l'origine du chaudron de Noranda, mais que ce dernier se soit formé à travers deux épisodes d'effondrement. Les failles synvolcaniques, accommodant la subsidence et le volcanisme, ont créé des zones de grande perméabilité au pourtour et dans le chaudron, favorables aux gisements de SMV.



Figure 2-6. Schéma stratigraphique de la partie centrale du Groupe de Blake River tel que proposé par Gibson et Watkinson (1990). La position des gisements reflète la position des gisements actuels connus. FB = faille de Beauchastel, FHoC = faille de Horne Creek, FA = faille Andésite, FDB = faille de Southbay, FD = faille de Deldona, R-N = Rouyn-Noranda.

Gélinas *et al.* (1976) sont les premiers à proposer une subdivision stratigraphique de la région de Rouyn-Noranda en fonction de l'affinité magmatique. Ils distinguent cinq unités, de la base au sommet : les unités tholéiitiques de Duparquet-Destor et de Rouyn-Noranda, les unités calcoalcalines de Reneault et de Dufault et enfin l'unité tholéiitique de Dufresnoy. Les auteurs introduisent également l'hypothèse d'un environnement tectonique de type arc volcanique pour le GBR. Goodwin (1977, 1979, 1982, Figure 2-7) observe également, mais à plus grande échelle, une variation de l'affinité magmatique, passant de tholéiites magnésiennes (Sous-groupe de Bowman), à tholéiites ferrifères (Sous-groupe de Garrison), puis roches calco-alcalines (Sous-groupe de Misema) et enfin un mélange de roches tholéiitiques et calco-alcalines (Sous-groupe de Noranda). Dans ce schéma stratigraphique, le Sous-groupe de Bowman correspond à l'assemblage volcanique de Tisdale en Ontario; celui de Garrison est en grande partie l'équivalent du Blake River inférieur en Ontario et d'une partie de la Formation d'Hébécourt au Québec; ceux de Misema et Noranda regroupent plusieurs formations du GBR québécois. Depuis le Sous-groupe de Bowman jusqu'au Sous-groupe de Noranda, ils sont progressivement appauvris en basaltes et enrichis en andésites, dacites et rhyolites. Ils représentent des unités volcaniques lenticulaires dont le centre est progressivement déplacé vers l'est et dont l'ensemble forme un complexe volcanique d'une épaisseur de 13 km, généralement submergé grâce à une subsidence continue.



Figure 2-7. Distribution des groupes stratigraphiques dans les régions de Timmins, Kirkland Lake et Noranda selon Goodwin (1982). R-N= Rouyn-Noranda

Gélinas *et al.* (1984) vont affiner cette subdivision et identifier, dans le Sous-groupe de Noranda, cinq unités tholéiitiques (Rouyn-Noranda, Pelletier, Tremoy, Destor, Dufresnoy) séparées par trois unités calco-alcalines (Dufault, Cléricy, Reneault) et une unité transitionnelle (Duprat-Montbray) (Figure 2-8). Grâce à de nouvelles études structurales (Hubert *et al.*, 1984), l'unité de Rouyn-Noranda est définie comme étant à la base de la séquence. Les unités tholéiitiques, présentes en périphérie du GBR, sont essentiellement constituées de basaltes et d'andésites et comportent toutes (à l'exception de Pelletier) un niveau variolitique. Les andésites transitionnelles et calco-alcalines sont étroitement associées à des complexes rhyolitiques se mettant en place à leur base. Gélinas *et al.* (1984), en s'appuyant sur la localisation des tholéiites (en périphérie des unités calco-alcalines) et sur l'importance des complexes rhyolitiques riches en silice, suggèrent que les volcanites du GBR se sont mises en place dans un environnement tectonique continental. Les magmas tholéiitiques et calco-alcalins seraient cogénétiques, ces derniers étant le résultat du mélange des premiers avec la croûte continentale.



Figure 2-8. Schéma stratigraphique du Groupe de Blake River selon Gélinas *et al.* (1984). FPD = faille de Porcupine-Destor, FP = faille de Parfouru, FHuC = faille de Hunter Creek, FB = faille de Beauchastel, FHoC = faille de Horne Creek, FA = faille Andésite, FLLC = faille de Larder Lake-Cadillac, R-N = Rouyn-Noranda.

C'est à partir de 1996 que Péloquin *et al.* (1996, 2011) proposent que les sous-groupes de Misema et Noranda soient non pas successifs, mais contemporains. De plus, les unités tholéiitiques de Rouyn-Noranda et de Pelletier, formant la base du Sous-groupe de Noranda de Gélinas *et al.* (1984), sont réunies dans un troisième sous-groupe : le Rouyn-Pelletier. Des unités repères de rhyolites hautement sphérolitiques, présentes à la fois dans les sous-groupes de Misema et Noranda (rhyolite sphérolitique volcanoclastique) et dans ceux de Noranda et Rouyn-Pelletier (rhyolite de Fish-Roe) attestent de leur contemporanéité. Les auteurs déterminent que le contexte tectonique de mise en place des volcanites du GBR serait celui d'un bassin volcanique qui se propage près d'un arc insulaire. Les interprétations géodynamiques qui concluent les études géochimiques des roches volcaniques du GBR de Laflèche *et al.* (1992a, 1992b) vont dans ce sens également. Selon ces auteurs, les premières tholéiites du GBR se mettent en place dans un environnement de type dorsale médio-océanique (MORB). Leur variation progressive de composition vers des roches calco-alcalines implique la mise en place d'une zone de subduction. L'association étroite des tholéiites et des roches calco-alcalines du GBR suggère un contexte géodynamique d'arrière-arc.

À partir de la même période, les efforts des géologues gouvernementaux se succèdent pour définir une stratigraphie formelle du GBR. Les unités informelles de Gélinas *et al.* (1984) vont largement servir de base à leurs travaux; des datations de plus en plus nombreuses et précises viendront renforcer la trame temporelle (Mortensen, 1993; Vaillancourt, 1997; Mercier-Langevin *et al.*, 2004, 2007a; Lafrance, 2005; David *et al.*, 2006; Mueller *et al.*, 2009, 2012; David *et al.*, 2010; Ross *et al.*, 2011b; McNicoll *et al.*, 2014). La compilation d'anciennes datations ainsi que les nouvelles datations de Lafrance (2005) ont mis en évidence le caractère synchrone, bien que géographiquement distinct, des différents complexes volcaniques composant les formations du GBR, qui n'est dès lors plus perçu comme un empilement stratigraphique unique. Les travaux de McNicoll *et al.* (2014) amènent à 58 le nombre de datations précises (incertitude < 2 Ma) dans la partie québécoise du GBR, dont 24 concernent des roches volcaniques.

Selon Goutier *et al.* (en préparation), le GBR comprend neuf formations informelles (excepté Bousquet et Hébécourt qui sont des formations formelles) : Rouyn-Pelletier, Duprat-Montbray, Noranda, Reneault-Dufresnoy, Bousquet, Horne, Hébécourt, Camac et Dupuis (Figure 2-9). Ce système stratigraphique est utilisé dans ce mémoire. Les quatre premières formations, issues d'une réinterprétation des unités de Gélinas et al. (1984), voient le jour à travers les travaux de Goutier (1997) et Goutier *et al.* (2000). Par la suite, les autres formations vont successivement être identifiées; les détails et les arguments invoqués sont repris dans leurs descriptions plus loin dans ce chapitre. Les descriptions sont proposées dans un ordre aléatoire qui ne correspond pas à un ordre stratigraphique.



Figure 2-9. Carte de localisation des formations et de certains membres dans la partie québécoise du Groupe de Blake River. D'après Goutier *et al.* (en préparation).

Pour Pearson (2005), Pearson et Daigneault (2009), et Mueller et al. (2009, 2012), le GBR représente un assemblage volcanique sous-marin façonné par la formation successive de trois caldeiras imbriquées (Figure 2-10). La distribution des roches volcaniques, l'orientation et des dykes et filons-couches mafiques ainsi que la géométrie de failles ont mené les auteurs à ces interprétations. La caldeira de Misema, la plus vieille (2704–2702 Ma; Mueller et al., 2012) et la plus grande (80 km de diamètre), se forme par effondrement d'un complexe volcanique essentiellement mafique constituant le Sous-groupe de Misema. Les auteurs interprètent les structures en « ring dykes », associées à des volcanoclastites (présentes localement à Jevis-Cléricy, Montsabrais-Reneault, Clifford-Tannahill et Colnet), comme étant les vestiges de la partie sommitale des volcans boucliers formant le complexe de Misema. La caldeira de New Senator (2702-2700 Ma; Mueller et al., 2012) se met en place dans les roches volcaniques bimodales du Sous-groupe de Noranda. Selon Mueller et al. (2012), sa structure en graben est cohérente avec une composante principale en compression de direction sud-ouest, lié à la convergence oblique affectant la ceinture de roches vertes de l'Abitibi le long de la faille Larder Lake-Cadillac. Le dernier effondrement (2700-2692 Ma; Mueller et al., 2012) mène à la formation du chaudron de Noranda, décrit par les précédentes études. Le modèle de caldeiras imbriguées a été remis en guestion par plusieurs auteurs (dont Ross *et al.*, 2011a, b). Les différences de faciès, de géochimie et les gaps temporels observées au travers des unités volcanoclastiques de Monsabrais, du lac Duparquet, du tuf de d'Alembert et du membre de Stadacona sont interprétées comme témoignant de processus de mise en place différents, ayant opéré à plusieurs époques distinctes durant l'évolution du GBR et non d'un seul et unique évènement explosif catastrophique (Ross *et al.,* 2011a, b).



Figure 2-10. Géométrie des trois caldeiras identifiées dans le Groupe de Blake River. MDF = faille de MacDougall, HuCF = faille de Hunter Creek, HoCF = faille de Horne Creek. Modifié d'après Pearson et Daigneault (2009).

#### 2.3.3.1. La formation de Noranda

Comme vu plus haut, l'unité de Noranda est citée dès les premiers travaux car elle suscite un intérêt particulier de par la présence de nombreux gisements de SMV et un excellent état de préservation. Cette formation se situe au Nord de la ville de Rouyn-Noranda. Sur la base des relations de terrain, des descriptions physiques de roches et des datations, 28 membres ont été définis au sein de cette formation (Goutier et al., en préparation, Figure 2-11, Tableau 2-2). Telle qu'elle est définie aujourd'hui, elle correspond en partie aux cycles 3 et 4 de Spence (1967), Spence et de Rosen-Spence (1975) et de Rosen-Spence (1976); au Sous-groupe de Noranda de Goodwin (1977, 1979, 1982); au complexe de Noranda de Dimroth *et al.* (1982); aux unités de Dufault et Trémoy de Gélinas *et al.* (1984); et aux séquences de chaudron et de post-chaudron de Gibson et Watkinson (1990). À la différence de ces précédents travaux, les limites actuelles

de la formation de Noranda sont définies par les failles de Hunter Creek au Nord et de Horne Creek au sud. À l'est et à l'ouest, elle est bordée par la faille d'Alembert et le pluton de Flavrian respectivement. Les failles permettent également de distinguer deux blocs structuraux dans la formation de Noranda: celui de Flavrian au Nord, délimité par les failles de Hunter Creek et de Beauchastel, et celui de Powell au Sud, contraint par les failles de Beauchastel et de Horne Creek (Figure 2-11). La nature réelle de ces failles reste cependant incertaine, rendant difficile une interprétation génétique.



Figure 2-11. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des principaux gisements de SMV et des âges U-Pb disponibles dans les roches volcaniques. Les légendes A et B représentent les limites de la ligne de la coupe présentées à la Figure 2-12.

Tableau-2-2. Membres de la formation de Noranda (par ordre alphabétique). Les caractéristiques lithologiques et texturales de chacun sont issues de la description (dans le SIGÉOM) des différentes sous-unités qui composent ces membres.

Membre	Lithologies <sup>1</sup> et textures	Bloc structural	Gisement SMV <sup>2</sup>	Âge U-Pb (Ma)
Alembert	Andésite, andésite porphyrique, coussinée, dacite vésiculaire, rhyolite porphyrique, massive	Flavrian		
Amulet inférieur	Rhyolite, rhyolite hétérogène, massive, laminée, altérée, bréchique, amygdalaire, lobée, porphyrique à quartz	Flavrian		
Amulet supérieur	Andésite, andésite cousinée, massive, laminée, vésiculaire, porphyrique, amygdalaire	Flavrian	Amulet A, C, F, Amulet A supérieur	
Andésite de Despina	Andésite, andésite coussinée, massive, laminaire, vésiculaire, bréchique, porphyrique, massive	Flavrian		
Cranston	Rhyolite bréchique et porphyrique à quartz et feldspath	Flavrian		
Cyprus	Dacite sphérolitique, rhyolite, rhyolite sphérolitique	Powell		2696,4 ± 1,0 (McNicoll et al., 2014)
Delbridge	Rhyolite, rhyolite porphyrique, pyroclastites intermédiaires et felsiques	Powell	Deldona, Delbridge, Gallen	
Fish Roe	Rhyolite sphérolitique	Flavrian		2696,5 ± 2,4 (David <i>et al.</i> , 2007)
Flavrian	Andésite, andésite massive, coussinée, rhyolite à phénocristaux de quartz	Flavrian	Corbet	
Héré	Rhyolite hétérogène, rhyolite massive à joints en colonnes	Flavrian		
Insco	Dacite, rhyolite, rhyolite porphyrique	Flavrian		
Joliet	Rhyolite, rhyolite porphyrique, laminée, massive, bréchique, tuf à lapilli	Powell	Joliet	

1. Les noms de roche (dacite, andésite, ...) de ce tableau viennent du SIGÉOM, sans vérification géochimique durant cette étude. Il s'agit au moins en partie de termes de terrain.

2. La position des gisements se rapporte à l'unité sur laquelle la lentille principale du gisement repose. Le gisement d'Amulet A supérieur se prolonge sur plusieurs niveaux stratigraphiques, d'où sa localisation dans les membres d'Amulet supérieur et de Millenbach.

## Tableau 2-2 – suite.

Millenbach	Andésite, andésite vésiculaire, porphyrique, massive	Flavrian	Millenbach, Amulet A sup.	2698,3 +1,2/-1,0 (David <i>et al.</i> , 2006)
Mespi	Andésite, andésite variolitique, porphyrique, pyroclastites intermédiaires et felsiques	Powell		
Newbec	Andésite, andésite vésiculaire, coussinée, bréchique	Flavrian		
Norque	Rhyolite, brèche de coulée rhyolitique, tuf à lapilli	Flavrian		
Northwest	Rhyolite, rhyolite hétérogène, amygdalaire	Flavrian	Ansil, West Ansil	
Powell	Andésite basaltique, andésite, andésite massive, coussinée, laminée, tuffacée, vésiculaire	Powell		
Quémont	Rhyolite, rhyolite porphyrique, bréchique, massive	Powell	Quémont	2702 ± 0,8 (McNicoll et al., 2014)
Rhyolite de Bedford Hill	Andésite, rhyolite, rhyolite hétérogène	Flavrian	Bedford	
Rhyolite de Brownlee	Rhyolite hétérogène, massive, laminée	Powell		
Rhyolite de Don	Dacite, rhyolite, rhyolite hétérogène, porphyrique, pyroclastites intermédiaires et felsiques	Powell		
Rhyolite de Pump House	Andésite coussinée, rhyolite, rhyolite hétérogène, massive, massive à joints en colonnes, vésiculaire, laminée, porphyrique, tufs et pyroclastites felsiques, brèche de coulée rhyolitique	Powell		2700,3 ± 1,2 (McNicoll <i>et al.</i> , 2014)
Rusty Ridge	Andésite, andésite massive, coussinée, amygdalaire, porphyrique, vésiculaire, andésite basaltique, brèche de coulée andésitique	Flavrian		
South Bay	Andésite	Powell		
South Dufault	Rhyolite, rhyolite sphérolitique, pyroclastites felsiques	Powell		
Waite	Andésite, andésite cousinée, massive, amygdalaire, laminée, vésiculaire, bréchique, dacite, rhyolite, rhyolite amygdalaire, sphérolitique, massive, laminée, bréchique, porphyrique à quartz, à feldspath	Flavrian	Vauze, Norbec, East Waite, Old Waite	

Les plutons de Flavrian et de Powell sont des intrusions synvolcaniques de type sill, présentant des pendages faibles et des contacts concordants avec les roches volcaniques sus-jacentes (Goldie, 1976; Kennedy, 1985; Galley, 2003). Plusieurs datations U-Pb ont permis de contraindre l'âge de cristallisation des trondhjémites du pluton de Flavrian, la plus précise étant 2700,7  $\pm$  0,6 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Un âge de 2700,1  $\pm$  1,0 Ma est donné pour les tonalites du pluton de Powell (McNicoll *et al.*, 2014).

La formation de Noranda se compose d'une succession de coulées volcaniques sous-marines mafiques à intermédiaires et plus rarement felsiques. La proportion de roches felsiques est cependant plus importante dans le bloc de Powell. Les affinités magmatiques forment un continuum allant de tholéiitiques à calco-alcalines. Ces successions volcaniques totalisent une épaisseur de 7,5 à 9 km pour l'ensemble de la formation de Noranda (Gibson et Watkinson, 1990). Tant pour le bloc de Flavrian que pour le bloc de Powell, les roches volcaniques forment une séquence monoclinale, orientée NO-SE avec des pendages compris entre 5 et 55° (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Watkinson, 1990). La polarité stratigraphique est orientée vers le Nord-Est. Les faciès sont massifs à coussinés pour les roches mafiques à intermédiaires; les séquences felsiques forment des coulées tabulaires et des petits dômes (Gibson, 1989; Monecke *et al.*, 2008). Les faciès pyroclastiques sont peu abondants. Lichtblau et Dimroth (1980) présument que la séquence volcanique de Noranda se soit mise en place dans un environnement sous-marin profond.

Le bloc de Flavrian abrite le camp central de Noranda, relié à la « séquence des mines ». Dans cette séquence, la minéralisation est associée à des niveaux exhalatifs tufacés, présents principalement aux contacts entre différentes unités stratigraphiques (membres). Ces niveaux exhalatifs témoignent d'une pause dans le volcanisme. La mise en place sur le plancher océanique des sulfures en association avec des séquences volcaniques de type coulée de lave de composition d'andésite basaltique et des complexes rhyolitiques sous forme de dômes est caractéristique des gisements de SMV de type Noranda (Gibson et Galley, 2007; Monecke *et al.*, 2008). L'association des gisements de SMV avec des failles synvolcaniques est également observée. En effet, celles-ci favorisent la circulation des fluides hydrothermaux et localisent les évents volcaniques sous-marins. La Figure 2-12 illustre l'association forte entre failles synvolcaniques, centres felsiques, niveaux exhalatifs et gisements de SMV dans le camp central. Les deux niveaux exhalatifs principaux sont le tuf principal et le tuf du contact C (voir Figure 2-

12), qui regroupent la majorité des gisements de SMV du camp central. Ces gisements sont également situés le long des structures synvolcaniques de Old Waite et de Bancroft.

La Figure 2-12 permet également une vue facilitée par la coupe de la stratigraphie volcanique de la formation de Noranda. Cependant, la comparaison entre la vue en plan (Figure 2-11) et la vue en coupe (Figure 2-12) révèle certaines différences de nomenclature (le membre de l'Andésite d'Amulet est absent sur la carte) et de position des différentes unités (l'Andésite de Millenbach sépare le Membre d'Amulet supérieur et l'Andésite d'Amulet sur la coupe et non sur la carte). Ceci illustre la décision par Goutier *et al.* (en préparation) de rassembler les unités d'Amulet supérieur et de l'Andésite d'Amulet dans une seule unité désignée comme Amulet supérieur. Cette nomenclature sera suivie tout au long de ce travail.

Les datations effectuées ces dix dernières années ont permis de confirmer la polarité stratigraphique et de mieux contraindre les relations entre les unités. Les rhyolites de la formation de Noranda ne contenant que peu de zircons, les datations antérieures n'avaient permis de contraindre les âges que par les datations des unités périphériques et des plutons adjacents (Mortensen, 1993; Goutier *et al.*, en préparation). À ce jour, cinq datations de rhyolites sont disponibles, dont quatre précises. L'âge du sommet de la formation de Noranda est indiqué par les rhyolites de Fish-Roe (2696,5 ± 2,4 Ma, David *et al.*, 2007) et de Cyprus (2696,4 ± 1,0 Ma, McNicoll *et al.*, 2014). La rhyolite de Pump House à elle été datée à 2700,3 ± 1,2 Ma (McNicoll *et al.*, 2014), ce qui correspond à l'âge du pluton de Powell. La rhyolite la plus vieille est celle du Membre de Quémont, datée à 2702,0 ± 0,8 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Cette datation a permis de mettre en avant la différence d'âge des gisements de Quémont et de ceux de la « séquence des mines de Noranda », datés à 2698,3 +1,2/-1,0 Ma par la rhyolite du lac Turcotte, dans le membre de Millenbach (David *et al.*, 2006).



Figure 2-12. Reconstruction schématique de la stratigraphie du camp central de Noranda et de la formation de Horne avec la localisation des principaux gisements de SMV et des âges U-Pb. La ligne de la coupe A-B est illustrée à la Figure 2-11. Modifié d'après Gibson et Watkinson (1990).

Le gisement de Quémont possède d'autres différences avec les gisements du camp central (bloc de Flavrian) : les roches hôtes des sulfures dans le camp sud (bloc de Powell) sont principalement felsiques et les mécanismes de mise en place de la minéralisation impliquent la dissémination des sulfures sous le plancher océaniques par remplacement de la roche hôte. Ces caractéristiques, tout comme l'âge des roches, sont partagées avec le gisement de Horne (voir plus loin). Les unités volcanoclastiques sont cependant plus abondantes dans le membre de Quémont (Monecke *et al.*, 2008).

#### 2.3.3.2. La formation de Reneault-Dufresnoy

La formation de Reneault-Dufresnoy est située à l'extérieur du chaudron de Noranda et séparée de celui-ci par la faille d'Alembert. Elle est l'une des plus étendues du GBR en termes de superficie et présente une importante étendue latérale (Figure 2-9). Cette spécificité la rend très hétérogène et de nombreux environnements volcaniques se côtoient : séquence bimodale, volcans mafiques à intermédiaires riches en volcanoclastites, centres felsiques de grande étendue (Goutier *et al.*, en préparation). Le nom de Reneault-Dufresnoy fait référence aux unités proposées par Trudel (1979) et reprises par Gélinas *et al.* (1976, 1984). Cette formation correspond à la zone 5 de Spence et de Rosen-Spence (1975) et au cycle 5 de Gibson et Watkinson (1990). Contrairement à aux séquences monoclinales de la formation de Noranda et des autres formations adjacentes (Hébécourt et Bousquet) la formation de Reneault-Dufresnoy représente une séquence volcanique plissée dont les axes de plis sont orientés NO-SE (MacIntosh, 1977; Trudel, 1979; Goutier, 1997) dans la partie est de la formation.

Cinq datations U-Pb de roches volcaniques sont disponibles pour la formation de Reneault-Dufresnoy (Figure 2-13). Le tuf de Cléricy est daté à 2697,9 +1,9/-0,7 Ma par Mortensen (1993). Lafrance (2005) date la rhyolite de Joannès à 2697,3  $\pm$  0,8 Ma et la rhyolite de la colline de Cléricy à 2696  $\pm$  1,1 Ma. Une rhyolite bréchique, incluse dans le tuf d'Alembert, est datée à 2694,5  $\pm$  0,9 Ma par Ross *et al.* (2011b). La rhyolite de Mobrun est datée à 2695,8  $\pm$  0,8 Ma par McNicoll *et al.* (2014). Les trois premières datations ont longtemps appuyé l'idée que les roches de la Formation de Reneault-Dufresnoy faisaient partie des plus jeunes du GBR. Des travaux réalisés dans le secteur de Monsabrais près du lac Hébécourt (Goutier, commun. pers.; Rogers, 2010; Rogers *et al.*, 2014) ont également montré que les volcanites de la formation de Reneault-Dufresnoy reposaient en concordance sur des rhyolites de la formation d'Hébécourt datées à 2702,0  $\pm$  1,0 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Le fait qu'aucune faille majeure ni qu'aucune séquence sédimentaire n'ait pu être observée à cet endroit laisse supposer un faible écart temporel entre les deux formations. Dans la formation de Reneault-Dufresnoy, les roches du membre de Hervé (unité informelle proposée par Goutier *et al.*, en préparation) sont considérées comme les plus vieilles du GBR car elles sont recoupées par un gabbro daté à 2704,3 ± 2 Ma (Mueller *et al.*, 2007, 2009). Dès lors, la formation de Reneault-Dufresnoy abrite aussi bien les roches les plus jeunes que les plus vieilles du GBR, ce qui soit suggère une complexité tectonique importante pour le GBR soit remet en question la dénomination même de formation pour cette unité.



Figure 2-13. Carte présentant les différentes formations du GBR. Les cinq datations disponibles pour la Formation de Reneault-Dufresnoy sont localisées. Les zones encadrées représentent les quatre ensembles lithologiques de Goutier *et al.* (en préparation). BH = Bouchard-Hébert, DBL = Doyon-Bousquet-LaRonde, C = Cléricy, D = Duparquet, LDF = Lac Dufault, LDP = Lac Duparquet, LH = Lac Hébécourt, M = Mobrun, PM = pluton de Monsabrais, RN = Rouyn-Noranda. Modifié d'après Goutier *et al.* (en préparation).

De nombreux auteurs ont travaillé à comprendre la géochimie, la volcanologie et la stratigraphie de la formation de Reneault-Dufresnoy : MacIntosh (1977), Laflèche (1991), Goutier *et al.* (1997, 2000), Lafrance et Dion (2004), Lafrance (2005), Ross *et al.* (2008a, 2010, 2011a,b), Rogers *et al.* (2010, 2014). Sur base de ces différentes études, le rapport de Goutier *et al.* (en préparation) subdivise la formation de Reneault-Dufresnoy en quatre différents ensembles lithologiques,

depuis le sud-est vers le nord-ouest : 1) à l'ouest du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde, 2) au sud de Cléricy, 3) entre Cléricy et le lac Duparquet, 4) à l'ouest du lac Duparquet.

L'ensemble situé au sud de Cléricy représente la base de la formation de Reneault-Dufresnoy car il recouvre les roches volcaniques du membre d'Hervé (Goutier *et al.*, en préparation). Dans ce secteur, les basaltes et andésites basaltiques d'affinité tholéiitique à transitionnelle sont localisés au cœur d'un anticlinal orienté NO-SE.

À l'ouest du camp Doyon-Bousquet-LaRonde, la formation de Reneault-Dufresnoy est dominée par les roches volcaniques mafiques (basaltes, andésites basaltiques et andésites). Les roches felsiques (rhyolites) sont minoritaires (25% des échantillons) et aucune roche intermédiaire (andésite, dacite) n'est observée (Lafrance et Dion, 2004). Les affinités magmatiques vont de tholéiitiques à transitionnelles et les faciès volcaniques cohérents prévalent (massifs à coussinés pour les roches mafiques, massifs pour les roches felsiques). Lafrance et Dion (2004) identifient cinq suites magmatiques dont la position stratigraphique se révèle cependant complexe car elles sont interstratifiées. Les volcanites felsiques semblent être émises à partir de deux principaux centres éruptifs. C'est dans ce secteur que se situe la rhyolite de Joannès, datée à 2697,3  $\pm$  0,8 Ma (Lafrance, 2005).

La zone située entre Cléricy et le Lac Duparquet est caractérisée par la présence d'une des plus grandes unités de roches volcanoclastiques du GBR : le tuf d'Alembert (nom informel) qui présente une étendue d'environ 12,5 km de long pour une épaisseur stratigraphique totale considérée entre 545 et 820 mètres (Ross *et al.*, 2011a). Cette unité est encaissée dans des roches volcaniques mafiques à intermédiaires, massives à coussinées et est traversée par l'axe d'un synclinal d'orientation E-O (Ross *et al.*, 2007, 2008b, 2011a). Le tuf d'Alembert est composé de lits de tufs à lapillis, tufs à blocs et tufs, dont la composition va d'andésite basaltique à andésite avec des affinités transitionnelles à calco-alcalines (Ross *et al.*, 2007). Des périodes de volcanisme sous-marin explosif générant des courants de densité aqueux sont à l'origine de cette unité. Des périodes plus calmes ont permis la mise en place d'une lentille de rhyolite bréchique intercalée dans la séquence volcanoclastique. Elle a pu être datée à 2694,5 ± 0,9 Ma (Ross *et al.*, 2011b), ce qui représente le plus jeune âge connu pour le GBR. Le secteur de la formation de Reneault-Dufresnoy entre Cléricy et le Lac Duparquet abrite également les gisements de SMV de Mobrun et de Bouchart-Hébert.

Dans le secteur le plus à l'Ouest, situé entre le lac Duparquet et la frontière ontarienne, une autre unité volcanoclastique a également été mise en évidence et est décrite dans les travaux de Dimroth *et al.* (1982), Mueller *et al.* (2007, 2009, 2012) et Ross *et al.* (2008a, 2011a, b). Cette unité de Monsabrais affleure à l'Ouest et au Sud du pluton du même nom. Elle est encaissée dans des roches volcaniques sous-marines massives mafiques à intermédiaires, d'affinité transitionnelle à calo-alcaline. Ces caractéristiques géochimiques sont partagées par les volcanoclastites, suggérant une seule et même source de magma (Ross *et al.*, 2008a). Ce secteur présente une séquence homoclinale simple avec une polarité stratigraphique orientée vers le sud (Ross *et al.*, 2011a). Les volcanoclastites sont principalement de type hyaloclastites, remobilisés ou formées in situ, c'est-à-dire résultant de l'auto-fragmentation ou du contact d'une coulée de lave avec l'eau sans qu'un mécanisme éruptif explosif ne soit impliqué (Ross *et al.*, 2008a, 2011a).

La formation de Reneault-Dufresnoy représente donc une séquence volcanique se mettant en place durant toute la durée de formation du GBR. Elle expose d'importantes variations latérales de faciès dues à l'activité de centres volcaniques effusifs ou explosifs, actifs à des niveaux stratigraphiques variables et témoignant de sources magmatiques différentes.

#### 2.3.3.3. La formation de Rouyn-Pelletier

La formation de Rouyn-Pelletier se situe au sud du GBR, entre la formation de Noranda et la faille de Larder Lake-Cadillac. Elle est délimitée au nord par la faille de Horne Creek et la faille Andésite. Cette dernière sépare la formation de Rouyn-Pelletier de la formation de Horne. La faille du ruisseau Davidson marque la frontière est.

Goutier (1997) défini pour la première fois la formation de Rouyn-Pelletier tel qu'elle est connue aujourd'hui. Elle provient du regroupement partiel des unités tholéiitiques de Rouyn-Noranda et de Pelletier de Gélinas *et al.* (1984).

La formation de Rouyn-Pelletier est subdivisée en trois blocs structuraux : le bloc de Rouyn-Noranda, le bloc d'Évain et le bloc de Granada (Figure 2-14). Un important travail de cartographie détaillée des faciès volcaniques, d'analyses géochimiques et géochronologiques a été réalisé par Moore *et al.* (2012, 2016) à travers ces différents blocs.

Le bloc de Rouyn-Noranda est délimité au nord par les failles de Horne Creek et Andésite, à l'ouest par le gabbro de Séguin (daté à 2698,2 ± 1,8 Ma par Mueller *et al.*, 2012), à l'est par la

faille du ruisseau Davidson et au sud par la zone de cisaillement de Wasa. À l'est, il est recouvert en paraconcordance par les turbidites du Groupe de Cadillac. Le bloc de Rouyn-Noranda se compose d'une abondance de basaltes tholéiitiques plissés ainsi que de quelques occurrences de volcanoclastites et de centres felsiques (Goutier *et al.*, en préparation). Deux de ces centres felsiques ont été datés par Mueller *et al.* (2012) à 2702,9 ± 1,4 Ma (rhyolite de Glenwood, appelé aussi complexe rhyolitique du Cap d'Ours) et 2699 ± 1 Ma<sup>1</sup> (Figure 2-14).

Le bloc d'Évain, situé à l'ouest du gabbro de Séguin, est bordé au nord par la faille de Horne Creek et au sud par la zone de cisaillement de Wasa. Ce bloc est constitué en grande majorité des rhyolites du centre felsique d'Évain, qui forment une séquence monoclinale est-ouest, présentant un pendage et une polarité stratigraphique vers le nord. Ce centre felsique est daté à 2700,6 ± 0,9 Ma par McNicoll *et al.* (2014).

Le bloc de Granada marque à cet endroit la frontière sud du GBR. Il est délimité au nord par la zone de cisaillement de Wasa, à l'ouest par la faille de Horne Creek, au sud par la faille de Larder Lake-Cadillac. Une abondance de roches mafiques tholéiitiques avec des faciès coussinés compose ce bloc. Elles sont intercalées localement par des unités felsiques d'étendue kilométrique, dont la rhyolite de Fish Roe datée à 2700,6 ± 1,6 Ma (Lafrance, 2005). Une unité de roches volcanoclastiques, le membre de Stadacona (unité informelle) constitue le sommet de la séquence. Cette unité expose des faciès volcaniques similaires à ceux observés pour le tuf d'Alembert (voir plus haut), reflétant un épisode volcanique explosif. La géochronologie et la signature géochimique des volcanoclastites de Stadacona et d'Alembert ne permet cependant pas de les corréler stratigraphiquement (Ross *et al.*, 2007, 2008b, 2010, 2011b).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Certaines datations ne sont volontairement pas citées afin de ne garder que les plus précises (précision ≤ 2 Ma).



Figure 2-14. Carte lithologique centrée sur la Formation de Rouyn-Pelletier. Pour plus de clarté, seules les datations de roches volcaniques felsiques sont annotées. BÉV = bloc d'Évain, BGD = bloc de Granada, BRN = bloc de Rouyn-Noranda, FA = faille Andésite, FB = faille de Beauchastel, FC = faille de Larder Lake Cadillac, FHC = faille de Horne Creek, FR = Fish Rœ, FRD = faille du ruisseau Davidson, GS = gabbro de Séguin, RN = Rouyn-Noranda, ZCW = zone de cisaillement de Wasa. Les blocs structuraux au nord de la faille de Horne Creek appartiennent à la formation de Noranda. Modifié d'après Goutier *et al.*, en préparation.

## 2.3.3.4. La formation de Duprat-Montbray

La formation de Duprat-Montbray est celle qui présente la plus grande superficie dans le GBR. Elle est bordée au nord par les formations de Reneault-Dufresnoy et de Camac, à l'est par le pluton de Flavrian et la formation de Rouyn-Pelletier et se prolonge à l'ouest dans la province de l'Ontario (Figure 2-15). La base de l'unité n'est pas observée (Goutier *et al.*, en préparation) car elle est recouverte au sud par les roches sédimentaires clastiques du Groupe protérozoïque de Cobalt. Elle correspond en partie à l'unité tholéiitique et calco-alcaline de Duprat-Montbray de Gélinas *et al.* (1984) ainsi qu'à l'unité pré-chaudron de Gibson et Watkinson (1990).



Figure 2-15. Carte lithologique de la formation de Duprat-Montbray. CD = centre du dôme structural (voir texte), CFDu = centre felsique de Duprat, CFD = centre felsique de Demin, CFFO = centre felsique de Flavrian-ouest, CFMCF = centre felsique de Montbray-Four Corners, CFK = centre felsique de la rivière Kanasuta, CZW = zone de cisaillement de Wasa, FB = faille de Beauchastel, FHoC = faille de Horne Creek, FHuC = faille de Hunter Creek. Indice de SMV : F = Four Corners, I = Inmont, M = Montbray, Y = Yvanex. Gisement de SMV : A = Aldermac, F = Fabie, M = Magusi.

La formation de Duprat-Montbray est dominée par des roches mafiques (basaltes, andésites basaltiques et andésites) d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Dion et Rhéaume, 2007), formant un dôme structural centré un peu au nord du lac Tarsac (CD sur la Figure 2-15; Goutier *et al.*, en préparation). Cinq centres felsiques affleurent en périphérie de ce dôme structural (voir encadrés Figure 2-15). Le centre felsique de la rivière Kanasuta, localisé dans le nord de la formation de Duprat-Montbray, abrite la rhyolite de Fabie datée à 2701,9 ± 0,9 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Ce secteur contient les gisements de SMV de Fabie et de Magusi. Le centre felsique de Duprat a été daté à 2701,4 ± 1 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Le centre felsique de Montbray-Four Corners contient les indices de SMV de Four Corners, d'Ivanex, Inmont et Montbray. Il est daté à 2700,9 +1,4/-1,1 Ma (Mortensen, 1993). Accolé à l'ouest du pluton de Flavrian se situe le centre felsique de Flavrian-Ouest, daté à 2697 +1,5/-1,3 Ma (David *et al.*, 2010). Le centre felsique de Demin affleure dans le sud de la formation de Duprat-Montbray, dans le secteur du gisement d'Aldermac. Un sill felsique y a été daté à 2700,2 ± 0,9 Ma (McNicoll *et al.*, 2014), ce qui représente donc l'âge maximum du centre felsique. Une dernière datation a été obtenue pour la rhyolite du lac Maron (2701,4 ± 1 Ma, McNicoll *et al.*, 2014).

L'ensemble de données de géochronologie disponibles pour la formation de Duprat-Montbray laisse supposer que les centres volcaniques felsiques y ont été surtout actifs durant un intervalle de temps relativement restreint compris entre 2702 et 2700 Ma (McNicoll *et al.*, 2014).

#### 2.3.3.5. La Formation de Bousquet

La Formation de Bousquet se situe à l'extrême est du GBR. C'est aujourd'hui (avec la Formation d'Hébécourt) une des deux formations formelles du GBR, définie par Lafrance *et al.* (2003). Elle abrite l'important camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde qui totalise plus d'un quart du tonnage (production, réserves et ressources) des gisements de SMV du GBR (Mercier-Langevin *et al.*, 2007c, 2011a, b). Les deux mines encore en production sont celles de LaRonde Penna et de Westwood (Figure 2-16).

La Formation de Bousquet repose en concordance sur la Formation d'Hébécourt située au nord et est recouverte en paraconcordance faillée par les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac au sud (Lafrance *et al.*, 2003). Le pluton synvolcanique de Mooshla recoupe la séquence volcanique à l'ouest de la mine Doyon. Il est daté à 2696,9 ± 1,0 Ma par Lafrance (2005) et à 2698,5 ± 0,4 Ma par McNicoll *et al.* (2014).



Figure 2-16. Carte lithologique simplifiée de l'extrémité est du GBR, montrant les formations d'Hébécourt et de Bousquet. Indice SMV : E = Ellison, M = Mooshla B, W = Warrenmac. Modifié d'après Mercier-Langevin *et al.* (2007c).

Lafrance *et al.* (2003) ont subdivisé de façon formelle la Formation de Bousquet en un membre inférieur (2699-2698 Ma; Lafrance, 2005) et un membre supérieur (2698-2697 Ma; Lafrance, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007b; McNicoll *et al.*, 2014). Ces deux membres forment une fine (600-1200m, Yergeau, 2015) et longue (~15 km) bande monoclinale dont le pendage est quasi vertical et dont la polarité stratigraphique est orientée vers le sud. La subdivision de chaque membre en différentes unités par Mercier-Langevin *et al.* (2007a, b, c, 2008, 2009) et d'autres auteurs ne sera pas reprise ici.

Le membre inférieur de la Formation de Bousquet se compose de roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité tholéiitique à transitionnelle datées à 2698,3 ± 0,9 (Lafrance, 2005) dans le secteur de la mine Doyon.; il comprend à sa base un essaim de filons-couches felsiques intrusifs dans la Formation d'Hébécourt et daté à 2698,6 ± 1,5 Ma par Lafrance (2005). Les roches volcaniques du membre supérieur sont composées de volcanites intermédiaires à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Le membre supérieur est daté à 2698,0 ± 1,0 Ma (Lafrance, 2005) au sud de la mine Doyon. À l'est de la mine Dumagami, Mercier-Langevin *et al.* (2007a) ont daté le membre supérieur à 2697,8 ± 1,0 Ma. Dans le secteur de la mine LaRonde Penna deux datations du membre supérieur sont disponibles : 2698,3 ± 0,8 Ma (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) et 2697,5 ± 1,1 Ma (McNicoll *et al.*, 2014). Ces dernières datations permettent de confirmer que la formation du gisement de LaRonde Penna est contemporaine des celle des

gisements du camp central de Noranda et est située aux alentours de 2698 Ma (McNicoll *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2013, 2014).

## 2.3.3.6. La Formation d'Hébécourt

La Formation d'Hébécourt est formée d'une longue bande de roches volcaniques qui constituent la bordure nord du GBR. Elle se poursuit en Ontario où elle est assimilée à l'assemblage du Blake River inférieur (Ayer *et al.*, 2002; Ayer *et al.*, 2005). Dans sa partie québécoise, elle est délimitée au nord par la faille de Porcupine-Destor et à l'est par la faille du Lac Parfouru. Elle est recouverte en paraconcordance par les roches sédimentaires du Groupe de Kawagama à l'est. Dans le secteur du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde elle est recouverte par la Formation de Bousquet. La formation de Reneault-Dufresnoy la recouvre dans le reste du GBR. La Formation d'Hébécourt présente une épaisseur moyenne de 2 km (Goutier, 1997).

La Formation d'Hébécourt est définie grâce aux travaux de Goutier (1997) et correspond à l'unité tholéiitique variolitique de Destor de Gélinas *et al.* (1984). À cette époque cependant, elle était rattachée communément au Groupe de Kinojévis (Dimroth *et al.*, 1982; Goutier, 1997). Elle sera par la suite assignée au GBR (Goutier *et al.*, 2009) étant donné la concordance stratigraphique locale de ces roches avec les autres unités du GBR et la différence d'âge de ~15 Ma avec les roches du Groupe de Kinojévis au nord de la faille de Porcupine-Destor, révélée par les dernières datations isotopiques (McNicoll *et al.*, 2014; Goutier *et al.*, en préparation). Avec la Formation de Bousquet, la Formation d'Hébécourt constitue aujourd'hui une des deux seules formations formelles du GBR.

La Formation d'Hébécourt est typiquement décrite comme composée essentiellement de basaltes et d'andésites basaltiques tholéiitiques (Goutier, 1997; Mercier-Langevin *et al.*, 2007c; Goutier *et al.*, en préparation). Six unités informelles sont cependant définies (Aht1 à Aht6) pour la formation, bien qu'elles ne constituent pas toutes des bandes continues (Goutier, 1997; Rogers, 2010; Rogers *et al.*, 2010, 2014; Goutier *et al.*, en préparation).

Les trois premières unités (Aht1-3) sont composées de basaltes/andésites basaltiques tholéiitiques. La deuxième (Aht2) et la troisième (Aht3) forment des niveaux interstratifiés à l'intérieur de la première (Aht1). L'unité Aht2 est variolitique et peut se suivre depuis le lac Parfouru jusqu'en Ontario. L'unité Aht3 est gloméroporhyrique à plagioclase et est particulièrement abondante dans le secteur de camp de Doyon-Bousquet-LaRonde (Lafrance *et al.,* 2003).

L'ensemble Aht1-Aht3 présente des faciès coussinés, massifs, bréchiques et de hyaloclastites interprétées comme des coulées de laves sous-marines (Dimroth *et al*, 1982; Rogers, 2010; Rogers *et al.*, 2010, 2014).

L'unité de rhyolites tholéiitiques Ath4, minoritaire sur l'ensemble de la Formation d'Hébécourt, correspond à la rhyolite principale et à la rhyolite supérieure de Rogers (2010) et Rogers *et al.* (2014) dans le secteur du lac Hébécourt. Ces roches présentent des faciès massifs et fragmentaires et sont interprétées comme des coulées de laves et dômes rhyolitiques sousmarins. Des zones faiblement minéralisées, de type SMV à Zn-Cu, sont connus au sein de la rhyolite principale (Rogers *et al.*, 2014).

L'unité Ath5 est composée d'andésites basaltiques cousinées, souvent variolitiques. L'unité Ath6 est une rhyolite massive à volcanoclastique (Rogers *et al.*, 2010; Goutier *et al.*, en préparation).

Deux datations sont disponibles dans l'unité Ath4 : la rhyolite principale et la rhyolite supérieure sont datées à  $2703,0 \pm 0,9$  Ma et  $2702,0 \pm 1,0$  Ma, respectivement (McNicoll *et al.*, 2014). Ces âges confirment que la Formation d'Hébécourt est l'une des plus vieilles du GBR. En outre, la minéralisation abritée par la rhyolite principale serait contemporaine à la mise en place des gisements de Quémont et de Horne (voir ci-dessous), contrainte entre 2703 et 2702 Ma (McNicoll *et al.*, 2014).

#### 2.3.3.7. La formation de Horne

La formation de Horne est la plus petite formation du GBR. Elle affleure au sein même de la ville de Rouyn-Noranda. La faille de Horne Creek la sépare de la formation de Noranda au nord, tandis que la faille Andésite marque la frontière avec la formation de Rouyn-Pelletier au sud. La formation de Horne abrite le gisement géant de Horne, totalisant ~167 Mt de minéralisation (production, réserves et ressources) et qui représente le plus gros gisement de SMV riche en or au monde (Mercier-Langevin *et al.*, 2011a). Cette estimation considère 53,7 Mt de production à Horne, ainsi que les 13 Mt de ressources inférées dans la zone Horne 5 (Falco, 2014) et une partie non évaluée variant entre 75 à 100 Mt (Mercier-Langevin *et al.*, 2011b).

La formation de Horne est dominée par des volcanites felsiques, présentant des faciès de coulées (massives et bréchiques), des dômes et cryptodômes et des niveaux pyroclastiques. Cette séquence volcanique est orientée est-ouest, avec un pendage vertical et une polarité

stratigraphique vers le nord (Sinclair, 1971; Kerr et Gibson, 1993; Gibson *et al.*, 2000; Monecke *et al.*, 2008; Goutier *et al.*, en préparation).

La datation la plus récente (McNicoll *et al.*, 2014) a donné un âge de 2702,2  $\pm$  0,9 Ma pour la rhyolite de Horne Ouest. Cet âge date la base de l'assemblage volcanique, impliquant que le gisement en lui-même pourrait être plus jeune. Cet âge est semblable à celui de la rhyolite de Quémont localisée à 500 mètres au nord, au-delà de la faille de Horne Creek. Malgré les similitudes évoquées entre ces deux séquences volcaniques (datation, volcanisme felsique, taille des gisements, mécanismes de minéralisation, proximité), aucune corrélation stratigraphique n'a pu être faite de part et d'autre de la faille de Horne Creek, ce qui implique que cette dernière représente une discontinuité structurale majeure (Kerr et Gibson, 1993; Gibson *et al.*, 2000; Monecke *et al.*, 2008).

#### 2.3.3.8. La formation de Camac

La formation de Camac a récemment été définie par les travaux de Goutier *et al.* (en préparation). Sur la carte (Figure 2-13), elle est localisée entre les formations de Noranda et de Reneault-Dufresnoy, cette dernière la surmontant en concordance. Elle est bordée au sud par la faille d'Alembert.

Elle est composée en grande partie de basaltes et andésites d'affinité transitionnelle et de basaltes tholéiitiques. Des unités felsiques moins épaisses, composées de rhyolites aphyriques ou porphyriques à quartz et plagioclase sont intercalées dans les volcanites mafiques (Goutier *et al.*, en préparation).

La seule datation disponible à ce jour est un gabbro s'injectant dans les unités mafiques et daté à 2701,1 ± 3,4 (Mueller *et al.*, 2012).

## 2.3.3.9. La formation de Dupuis

La formation de Dupuis constitue également une des nouvelles unités introduites par Goutier *et al.* (en préparation). Elle se situe à l'est de la formation de Noranda et au sud des formations de Camac et Reneault-Dufresnoy (Figure 2-13). La formation de Dupuis est limitée au sud par la faille de Larder Lake-Cadillac qui la sépare des turbidites du Groupe de Cadillac. Elle recouvre en concordance la formation de Camac et est interlitée avec les roches de la formation de Reneault-

Dufresnoy (Goutier *et al.*, en préparation). Précédemment les roches de la formation de Dupuis étaient considérées comme faisant partie de la formation de Reneault-Dufresnoy. Cependant, les caractéristiques lithologiques et géochimiques des roches de la formation de Dupuis ainsi que leur volume important ont nécessité qu'elles soient considérées comme une formation et non comme un membre (Goutier *et al.*, en préparation).

La formation de Dupuis a été subdivisée en dix unités de volcanites mafiques à intermédiaires et de niveaux felsiques, tous d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Goutier *et al.*, en préparation). Des unités volcanoclastiques ont également été cartographiées (Lafrance et Dion, 2004).

# CHAPITRE 3. Compilation de la base de données

Un des objectifs de ce projet étant de valoriser les données lithogéochimiques existantes dans le Groupe de Blake River (GBR), une étape importante de ce travail fut donc la compilation de la base de données. Un nombre maximum d'analyses géochimiques complètes (éléments majeurs et en traces) sur les roches volcaniques de surface (excluant les forages<sup>2</sup>) pour la partie québécoise du GBR a été regroupé à partir de SIGÉOM et de d'autres sources. De plus, de nouveaux échantillons de roches volcaniques ont été analysés, et des poudres existantes réanalysées pour les éléments en traces, afin d'obtenir une densité d'information accrue dans des secteurs moins connus. Au final, la base de données compilée pour ce travail compte 2500 analyses géochimiques complètes provenant d'échantillons de roches volcaniques de surface. Le présent chapitre discute de la compilation de cette base de données ainsi que des limitations liées à l'utilisation de telles données.

# 3.1. Source des données

# 3.1.1. SIGÉOM

La majeure partie (73%) des analyses géochimiques compilées sont issues du système d'informations géominières (SIGÉOM) du MERNQ. Ce système accueille en principe l'ensemble des informations géologiques et minières disponibles pour la Province de Québec, telles que la géologie du socle, la géologie du Quaternaire, la géophysique, la géochronologie, les activités minières, la géochimie, etc. Les informations versées au SIGÉOM proviennent aussi bien de campagnes gouvernementales que de compagnies minières et d'exploration, et de travaux académiques (mémoires, thèses, rapports).

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Les forages ont été exclus afin d'éviter les problèmes de projection des données en surface pour des couches non-verticales.

Sur l'ensemble des données lithogéochimiques du GBR disponibles au début du projet dans le SIGÉOM, soit un total d'environ 50 000 analyses (tout type de roches confondu; analyses complètes ou non), 6 000 doublons ont été identifiés et écartés. Les échantillons provenant de dykes et d'autres intrusions ont été exclus, de même que ceux provenant de roches sédimentaires, pour ne garder que les roches volcaniques provenant d'affleurements. Les roches volcaniques ont été identifiées grâce au code lithologique associé à chaque échantillon de roche. Ces codes sont en grande partie des dénominations de terrain. Bien que ces codes fassent l'objet de corrections lorsqu'une analyse géochimique est associée, il sera montré dans le chapitre suivant que des erreurs peuvent subsister.

Sur environ 13 000 analyses de roches volcaniques de surface recensées dans le SIGÉOM, seules 2074 ont été considérées comme des analyses complètes, c'est-à-dire comprenant les éléments majeurs et au minimum les éléments en traces suivants : Th, Zr, Y, Nb, La, Nd, Sm, Yb, et Lu. Ces éléments en traces sont nécessaires pour les diagrammes d'éléments en traces étendus, sont particulièrement utiles en tant qu'éléments discriminants, et sont également utiles dans l'attribution de l'affinité magmatique des roches volcaniques (p. ex. : Ross et Bédard, 2009).

Afin de s'assurer de la qualité des analyses compilées, un critère qui a été vérifié fut le pourcentage total en poids d'oxydes. Pour qu'une analyse soit jugée fiable, ce pourcentage devait se situer entre 98 et 101%. Cette vérification a permis de mettre en évidence des erreurs d'encodage des analyses de Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup> dans le SIGÉOM. Ce point sera détaillé dans la prochaine section. Un total de 206 échantillons ne bouclant pas a été supprimé. Au final, 1868 analyses géochimiques issues du SIGÉOM ont contribuées à la base de données compilée.

#### 3.1.2. Autres sources de données

Lors de l'examen des données disponibles dans le SIGÉOM pour le GBR, il a été noté que certains travaux pertinents n'y figuraient pas. Il a dès lors été nécessaire de puiser ces informations manquantes à travers soit des publications, soit des données non publiées (données communiquées au MERNQ sans que celles-ci ne soient incluses dans le SIGÉOM). Ces sources diverses, listées au Tableau 3-1, représentent 19% de la base de données finale, soit 498 analyses.

Ces données se trouvaient réparties dans une quantité importante de fichiers (~200 classeurs Excel), qui ont été examinés afin de trouver des échantillons qui pouvaient être manquants dans le SIGÉOM. Un premier tri a permis d'écarter les analyses pour lesquelles aucune donnée de localisation géographique n'était fournie, ainsi que les analyses géochimiques incomplètes (sans les éléments en traces). La difficulté fut de fusionner dans un même fichier des tableaux présentant des formats différents, en termes d'information fournie ou non (numéro d'échantillon, d'affleurement, description texturale...) et d'éléments chimiques analysés, dans le but de pouvoir les comparer.

Tableau 3-1-1. Identification des sources de données qui ont servi à la compilation de la base de données géochimiques pour le GBR québécois.

Source des données	Nombre d'échantillons		
SIGÉOM	1868		
Nouvelles analyses MERNQ	31		
Réanalyses de poudres du MERNQ	169		
Autres sources de données			
CAMIRO	135		
Ross (2006, 2007, 2008)	84		
Wilson (2012)	84		
Consorem	36		
Pan (1993)	23		
Boudreau (2013)	19		
Rogers (2011)	18		
Moore (2016)	14		
Autres données non publiées	85		
Total GBR	2566		

### 3.1.3. Nouvelles analyses et réanalyses

Après avoir localisé sur une carte les analyses disponibles, deux stratégies ont été suivies pour combler les lacunes dans la répartition géographique des données de géochimie des roches volcaniques à l'échelle régionale. Tout d'abord, une campagne de terrain effectuée à l'automne 2012 avec M. Jean Goutier du MERNQ a permis de collecter 31 nouveaux échantillons. Cette campagne a spécifiquement ciblé les zones à faible densité d'analyses, dans la mesure des

affleurements disponibles. Les affleurements présentant des faciès volcaniques de laves en coussins ont été favorisés pour les roches mafiques à intermédiaires, afin de ne pas prendre le risque d'échantillonner des intrusions à grains fins. Les faciès massifs ont, eux, été privilégiés pour les roches felsiques, typiquement moins altérés que les faciès fragmentaires. Ces échantillons ont été analysés au laboratoire Activation Laboratories (Ancaster, Ontario) par fusion et ICP-AES pour les éléments majeurs, par fusion et ICP-MS, par dissolution multi-acides et ICP-MS et par INAA pour les éléments en trace (Sterckx *et al.*, 2013).

La seconde stratégie fut d'exploiter les poudres de roches volcaniques stockées dans les entrepôts du MERNQ, issues d'échantillons collectés entre 1981 et 2015. Ces poudres sont associées à de précédentes analyses ne comprenant généralement que les éléments majeurs. Ces d'échantillons, identifiés dans les 13 000 analyses de roches volcaniques pour le GBR dans le SIGÉOM, avaient été écartés dans un premier temps, faute d'analyses géochimiques complètes. Les réanalyses, également faites chez Actlabs, ont permis d'ajouter les éléments en trace pour 169 échantillons, en les sélectionnant de manière à couvrir au maximum toutes les formations du GBR. Les nouvelles analyses et les réanalyses de poudres représentent ensemble 7% de la base de données finale.

# 3.2. Densité et représentativité

L'ensemble de ces méthodes a permis de créer une base de données de 2566 analyses géochimiques complètes issues d'affleurements de roches volcaniques. L'ensemble des formations du GBR a pu être couvert, bien que certaines (Camac, Horne) soient moins bien représentées. La formation de Horne satisfait cependant à une bonne densité d'analyses étant donné sa faible superficie, contrairement aux formations d'Hébécourt et de Camac qui sont beaucoup plus étendues. Le Tableau 3-2 dénombre les données compilées pour les neuf formations du GBR et présente également la densité de données pour chacune d'elles.

Formation	Nbre d'éch.	Superficie (km²)	Densité (éch./km²)
Duprat-Montbray	1252	549,5	2,3
Reneault-Dufresnoy	354	367,2	1,0
Noranda	361	122,1	2,9
Dupuis	176	35,7	4,9
Bousquet	114	17,8	6,4
Rouyn-Pelletier	176	88,5	2,0
Hébécourt	66	149,1	0,4
Camac	35	64,5	0,5
Horne	32	7,3	4,4
Total GBR	2566	1401,7	1,8

Tableau 3-2. Dénombrement des échantillons disponibles pour chaque formation du GBR québécois. La densité d'échantillonnage est calculée pour chacune d'elles.

# 3.3. Difficultés et problèmes

L'utilisation d'une source de données, tel le SIGÉOM, rassemblant des analyses géochimiques obtenues sur plusieurs décennies ainsi que l'intégration de nouvelles données provenant de sources multiples s'accompagne inévitablement de difficultés et de problèmes plus ou moins facilement solubles. Une fois l'entièreté des données compilées, il est apparu que certaines informations pouvaient être imprécises ou simplement manquer :

- La qualité de la localisation géographique s'est avérée mauvaise pour certains échantillons du MERNQ provenant de l'ère pré-GPS et plusieurs dizaines d'échantillons ont dû être replacés à partir de photos aériennes géoréférencées. Les erreurs de localisation allaient de quelques mètres à quelques kilomètres.
- ∴ En calculant le pourcentage en poids total des oxydes pour l'ensemble des analyses, des valeurs anormalement basses ont permis de mettre en évidence certaines erreurs dans la retranscription des analyses du fer dans SIGÉOM. Pour la majeure partie des analyses, seul le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> est mesuré; il correspond à la somme du Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup> contenu dans la roche. À partir de cette valeur, le FeO<sup>t</sup> peut être calculé selon (Ragland, 1989):

$$FeOt = \frac{Fe_2O_3t}{1,11}$$

Pour une part moins importante des échantillons, un partitionnement du fer a été réalisé par titrage lors de l'analyse géochimique, ce qui permet d'obtenir les concentrations en  $Fe_2O_3$  et FeO réelles (post-métamorphique). La valeur de  $Fe_2O_3^t$  peut dès lors être calculée selon :

$$Fe_2O_3t = FeO * 1,11 + Fe_2O_3$$

Pour 101 échantillons issus du SIGÉOM, seules des concentrations en «  $Fe_2O_3^t$  » et en FeO étaient indiquées, avec un pourcentage en poids total des oxydes faible et des valeurs de  $Fe_2O_3^t$  < FeO. Il en a été déduit que les valeurs de  $Fe_2O_3$  avaient été malencontreusement inscrites dans la colonne correspondant au  $Fe_2O_3^t$ . Les données ont dès lors été corrigées et l'ensemble de la base de données vérifiée.

En ce qui concerne les données issues du SIGÉOM, la plupart d'entre-elles correspondent à un affleurement de géofiche. Ces dernières rassemblent des informations telles que des descriptions lithologiques, texturales et minéralogiques, des relations de terrain, des mesures structurales, etc. Cependant, pour deux analyses géochimiques issues du même affleurement mais de lithologies différentes, la proportion de chaque lithologie sur l'affleurement n'est pas toujours définie. Or, cette information est importante afin de distinguer la lithologie principale de la lithologie secondaire, et dès lors définir laquelle des deux informations est la plus pertinente si la question vient à se poser. Pour les données hors SIGÉOM, cette information est systématiquement manquante.

Les problèmes les plus difficiles à résoudre restent ceux liés aux analyses géochimiques elles-mêmes et à la présence ou non d'information permettant de juger de leur qualité. L'ensemble des données géochimiques compilées s'étendent sur plusieurs décennies, les plus vieilles datant de 1981 et les plus récentes de 2013. Les méthodes analytiques ont beaucoup évolué avec le temps et les limites de détection se sont améliorées, produisant des bases de données très hétérogènes du point de vue analytique. L'intervention de différents laboratoires d'analyses ayant des protocoles différents accentue encore cette hétérogénéité et rend l'analyse de la qualité des données difficile. Les situations suivantes ont été rencontrées lors de l'élaboration de la base de données :

- Les analyses de certains éléments sont reportées comme égales à zéro pour certains échantillons : certains éléments traces, la perte au feu et, le plus souvent, les volatils (H<sub>2</sub>O+, CO<sub>2</sub>, S). Dans ce cas, soit l'élément n'a pas été analysé (valeur manquante), soit son abondance est nulle, soit encore sa concentration se situe sous la limite de détection, chacune de ces options fournissant une information différente. Dans le cas où l'un de ces éléments entre dans une analyse statistique (laquelle n'accepte généralement pas les valeurs nulles, voir chapitre 5), l'échantillon est supprimé pour pouvoir opérer l'analyse statistique. Si l'analyse statistique n'impose pas l'utilisation de cet élément, l'échantillon est conservé dans la base de données. Il existe des algorithmes permettant de prédire la valeur d'une valeur manquante à partir des valeurs connues de cet élément pour les autres échantillons de la base de données (Thió-Henestrosa et Martín-Fernández, 2005; Martin-Fernandez *et al.*, 2011; Grunsky, 2013). Cette dernière étant jugée trop hétérogène dans cette étude, ces solutions ne seront pas appliquées.
- ∴ Les concentrations situées sous la limite de détection doivent être remplacées par une valeur numérique pour être utilisée dans des analyses statistiques (voir chapitre 5). Selon les recommandations de Sanford *et al.* (1993), ces valeurs sont remplacées par la moitié de la valeur de la limite de détection. Les valeurs limites ne sont cependant pas toujours explicitement indiquées et peuvent varier selon l'instrumentation analytique et la date de l'analyse.
- Les procédés de préparation des échantillons (par exemple le type de dissolution) peuvent varier dans le temps ou selon le choix du laboratoire et peuvent influencer le résultat de l'analyse. Par exemple, une dissolution par digestion multi-acides sera moins efficace qu'une fusion alcaline pour dissoudre les minéraux accessoires tels les zircons, ce qui peut induire des concentrations anormalement faibles en Zr et Hf. Aucune mention n'est cependant faite de ces procédés dans le SIGÉOM.
- Les certificats d'analyse comprenant le « QA/QC » (quality assurance/quality control) du laboratoire ne sont pas disponibles dans la base de données du SIGÉOM et ne permettent donc pas de se rendre compte de la précision et de l'exactitude d'une analyse que l'on souhaiterait vérifier.

La validation de certaines analyses est cependant possible en s'appuyant sur le fait que certaines paires d'éléments ne sont pas fractionnables durant les processus magmatiques et hydrothermaux. En effet, deux éléments ayant un rapport rayon ionique/charge ionique proche auront des comportements géochimiques similaires, ce qui se traduit par une valeur relativement constante du rapport des concentrations de ces deux éléments dans les roches magmatiques (Jenner, 1996). Une simple représentation graphique permet d'identifier les couples d'éléments ne présentant pas une bonne corrélation. La Figure 3-1 illustre les corrélations entre des paires d'éléments en traces non fractionnables (Zr/Hf, Nb/Ta, Ce/La, Gd/Tb, Tb/Y, Lu/Yb). La mauvaise corrélation entre Nb et Ta ( $r^2 = 0.45$ ) laisse supposer des problèmes de limite de détection pour de faibles valeurs de Ta. Dû à sa présence en faible concentration, le Ta est généralement un élément difficile à détecter et dès lors associé à une plus grande imprécision instrumentale.

L'utilisation des statistiques descriptives permet également de déceler des anomalies dans la distribution des données géochimiques. Par définition, le quantile est la valeur réciproque de la fonction de répartition pour une loi de probabilité donnée. La Figure 3-2 présente les graphiques quantile-quantile (Figure 3-2A) et probabilité-probabilité (Figure 3-2B) pour l'ensemble des valeurs de Ta de la base de données. Le graphique quantile-quantile (Q-Q plot) permet de comparer les quantiles des analyses de Ta à ceux d'un échantillon distribué suivant une loi normale de même moyenne et de même variance. Le graphique probabilité-probabilité (*P-P plot*) compare la fonction de répartition empirique du Ta à celle d'un échantillon distribué suivant une loi normale de même moyenne et de même variance. Dans les deux cas, si la distribution du Ta suit une loi normale, les points devraient être confondus avec la ligne bissectrice. Outre le fait que la distribution du Ta ne suit pas une loi normale, ces deux graphiques permettent de discuter de la fiabilité analytique. Sur le Q-Q plot, l'allure en marches d'escalier de la courbe, pour des concentrations faibles de Ta, suggère que de nombreuses analyses possèdent une valeur identique. Les valeurs sont dites discrètes car elles possèdent une valeur finie qui correspond à la limite de détection ou à des valeurs arrondies à 1 ppm près. Lorsque les concentrations sont plus grandes, la détection du Ta semble moins problématique et la courbe devient plus lisse. Les valeurs de Ta sont alors dites continues car elles peuvent prendre n'importe quelle valeur. Cette observation peut également être faite sur le *P-P plot*, où la fonction de répartition montre une allure discontinue pour les valeurs faibles. Dû à sa présence en de trop faible concentrations, qui ne permet pas d'obtenir une valeur réelle, le Ta sera écarté de toute interprétation géochimique. Les mêmes analyses descriptives
ont été faites sur l'ensemble des éléments. Des problèmes de limite de détection ont pu être reportés pour MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et, dans une moindre mesure, pour le Th.

Afin de palier à l'hétérogénéité des données géochimiques discutée ci-dessus lorsqu'il faut traiter de grandes bases de données, une méthode consiste à niveler les données. Le nivellement de données consiste à choisir un jeu de données qui servira de modèle pour ajuster les valeurs des éléments des autres jeux de données par rapport à celui-ci. Ceci implique de déterminer le type de relation (linéaire ou non-linéaire) qu'il existe entre les valeurs d'un élément du jeu de données modèle et les valeurs du même élément dans un autre jeu de données (Grunsky, 2010). Le nivellement est alors calculé à travers l'application de la transformation, linéaire ou non. Cependant, cette méthode peut s'avérer difficile à appliquer, chronophage et pas toujours adaptée. Par exemple, le choix du jeu de données modèle n'est pas évident, d'autant plus qu'il peut varier selon l'élément que l'on souhaite niveler. Grunsky (2010) recommande que si les paramètres clés des analyses géochimiques tels que les méthodes de préparation, de digestion, d'analyse, les limites de détection, ne peuvent être correctement interprétés, il peut être imprudent de tenter de niveler les données. La base de données compilée dans le cadre de ce travail n'atteint pas ces critères et n'a pas été nivelée.

L'hétérogénéité des données géochimiques est inhérente à la compilation de toute base de données et il est très souvent difficile, voire illusoire, de vouloir la corriger. Il semble qu'il soit nécessaire de s'accommoder de celle-ci, tout en gardant à l'esprit ses effets lors de l'interprétation des données.



Figure 3-1. Diagrammes binaires présentant les coefficients de corrélation pour des paires éléments non fractionnables par les processus magmatiques et hydrothermaux.



Figure 3-2. A. Graphique quantile-quantile (*Q-Q plot*) comparant les quantiles des analyses de Ta à ceux d'un échantillon distribué suivant une loi normale de même moyenne et de même variance. B. Graphique probabilité-probabilité (*P-P plot*) comparant la fonction de répartition empirique du Ta à celle d'un échantillon distribué suivant une loi normale de même moyenne et de même variance.

# CHAPITRE 4. Composition des roches volcaniques et affinités magmatiques dans le GBR

L'objectif de ce chapitre est de déterminer les différentes proportions de basaltes, andésites basaltiques, etc. et l'affinité magmatique des roches volcaniques, dans le Groupe de Blake River (GBR) et dans chacune des formations qui le constituent. Pour l'affinité magmatique, il existe un diagramme utilisant deux rapports d'éléments traces immobiles qui permet de déterminer la signature de toutes les roches volcaniques subalcalines, fraîches ou altérées (Th/Yb vs Zr/Y: Ross et Bédard, 2009). Par contre, pour la question apparemment simple de la classification des roches volcaniques, il n'existe pas en ce moment de solution complètement satisfaisante pour les roches volcaniques anciennes. En effet, le très populaire diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester et Floyd (1977) est sensible à l'altération hydrothermale des roches. Le substitut habituel, le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y proposé par les mêmes auteurs, n'est certes pas influencé de façon majeure par l'altération (bien que certains des éléments utilisés puissent être légèrement mobiles dans certains environnements de SMV). Malheureusement, il ne reproduit pas fidèlement les résultats d'une classification basée sur la silice, comme on le verra ici. Le dosage du Nb reste également difficile, surtout pour les faibles concentrations. Une série de diagrammes utilisant divers rapports d'éléments compatibles et incompatibles a été testée dans l'objectif de classifier les roches de manière plus rigoureuse en fonction de la différentiation magmatique.

Le chapitre est organisé comme suit : la section 4.1 documente l'approche et les critères utilisés pour distinguer les roches les moins altérées (ou « fraîches ») des roches altérées dans la base de données du GBR; la section 4.2 discute de l'équivalence imparfaite des deux diagrammes de Winchester et Floyd (1977); la section 4.3 présente diverses approches testées et visant à contourner la problématique des diagrammes de classification existants pour les roches volcaniques subalcalines anciennes; et finalement la section 4.4 présente la classification des roches du GBR et leurs affinités magmatiques.

## 4.1. Séparation des roches fraîches et altérées

Dans le contexte du GBR, loin des grandes failles régionales, le principal type d'altération susceptible d'affecter les roches est l'altération hydrothermale synvolcanique, provenant des

fluides responsables de la formation de gisements de SMV (Franklin *et al.*, 1981; Galley *et al.*, 2007). Ces systèmes hydrothermaux résultent du développement de cellules de convection au sein des roches volcaniques sous-marines en réponse au développement d'une anomalie thermique dans les niveaux supérieurs de la croûte océanique. L'intensité des modifications chimiques et texturales subies par les roches volcaniques lors de l'altération hydrothermale dépend en grande partie de la température des fluides mais également de la durée du lessivage, de la quantité de fluide impliquée (rapport eau/roche) et de la perméabilité de la roche. Ces facteurs dans leur ensemble déterminent la réactivité de la roche face aux fluides. De nombreux éléments peuvent être mobilisés sous l'action de ces derniers : Si, Fe, Na, Ca, K, Sr, Rb, Ba, etc., de sorte que la signature géochimique brute de la roche altérée ne représente plus sa composition initiale, bien que certains rapports restent stables. Dans le but de nommer les roches volcaniques du GBR, il est important de pouvoir s'affranchir des effets de l'altération en identifiant les échantillons les moins altérés et les éléments immobiles, lesquels sont préférentiellement utilisés dans la détermination de la composition initiale des roches altérées.

#### 4.1.1. Indices d'altération

Les critères repris dans cette étude pour identifier les roches les moins altérées sont:

- ∴ perte au feu ≤ 4%. Elle représente la proportion d'éléments volatils (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S) présents dans un échantillon. Si celle-ci est élevée, il s'agit d'un indice d'altération par circulation de fluides à travers la roche.
- : indice d'altération d'Ishikawa (AI) compris entre 20 et 60.

$$AI = \frac{MgO + K_2O}{MgO + K_2O + CaO + Na_2O} * 100$$

Cet indice fut défini par Ishikawa *et al.* (1976) pour quantifier l'intensité de l'altération en séricite et en chlorite présente dans les roches volcaniques à proximité de gisements de SMV miocènes dans le nord du Japon. L'altération en question implique le remplacement de plagioclase sodique (albite, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) et de verre volcanique par la séricite (KAl<sub>3</sub>Si<sub>3</sub>O1<sub>0</sub>(OH)<sub>2</sub>) et la chlorite (Mg<sub>2</sub>Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub>). Ce rapport présente au numérateur les éléments gagnés lors du remplacement, et au dénominateur les éléments perdus et gagnés. Un indice d'altération AI = 100 représente donc le remplacement complet des feldspaths et du verre par la séricite et la chlorite (Large *et al.*, 2001). Ne garder que les échantillons ayant un AI compris entre 20 et 60 permet donc d'éviter les échantillons séricitisés et/ou chloritisés (AI>60) et les échantillons albitisés (AI<20) (Laflèche, 1991; Large *et al.*, 2001).

: indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) compris entre 10 et 90

$$CCPI = \frac{FeO_t + MgO}{FeO_t + MgO + CaO + Na_2O} * 100$$

avec  $FeO_t = Fe_2O_{3t} / 1,11$ 

Cet indice permet de mettre en évidence l'altération en carbonate, qui peut être très importante dans des environnements propices aux gisements de SMV. Le CCPI permet aussi la distinction entre altération en séricite ou en chlorite, qui n'est pas possible par l'usage seul de l'indice AI (Large *et al.*, 2001). L'indice CCPI permet enfin de mesurer l'augmentation en FeO et MgO lié à la formation de chlorites ferro-magnésiennes lors d'une altération hydrothermale de haute température, avec un rapport eau/roche élevé. Ce type de chlorite se forme par déstabilisation de l'albite, des feldspaths potassiques ou de la séricite, menant à une perte en CaO et Na<sub>2</sub>O. Cet indice est également influencé par la formation de carbonates ferro-magnésiens (dolomite, ankérite, sidérite) ainsi que par un enrichissement en pyrite, magnétite ou hématite. Ces différents minéraux hydrothermaux se développent dans les zones d'altération internes des différents gisements de SMV (Large *et al.*, 2001). L'indice CCPI étant contrôlé par la teneur en FeO et MgO, il est influencé par la différentiation magmatique. Ainsi, une roche mafique sera considéré peu altérée pour une valeur de l'indice CCPI compris entre 65 et 85, alors qu'une roche felsique sera considérée comme peu altérée entre 15 et 40.

La combinaison des deux indices d'altération, AI et CCPI, proposé par Large *et al.* (2001) sous forme d'un diagramme dit *alteration-box plot*, permet de distinguer rapidement les échantillons les plus altérés de ceux qui le sont le moins (Figure 4-1). Le champ des échantillons les moins altérés a été défini grâce à de nombreuses études pétrographiques qui ont permis de relier la lithogéochimie à la présence de minéraux hydrothermaux (Large *et al.*, 2001). Ces principaux minéraux sont illustrés sur le diagramme; leur position reflète la composition d'une roche dont les minéraux primaires ont été complètement remplacés par les minéraux résultant de l'altération. La position d'une roche altérée sur ce diagramme traduit donc les principaux minéraux d'origine hydrothermale présents dans cette roche.



Figure 4-1. Diagramme « *alteration box plot* » pour le GBR montrant le champ des roches les moins altérées (points verts) et celui des roches altérées (points rouge). Al = indice d'altération d'Ishikawa; CCPI = indice chlorite-carbonate-pyrite. Modifié d'après Large *et al.* (2001) avec les champs des lithologies fraiches (trait noir) d'après Trépanier (2011) et Bigot (2014). Le cadre vert correspond à AI = 20-60 et CCPI = 10-90, et représente le champ des échantillons frais utilisés dans ce travail.

La combinaison de ces trois critères permet d'identifier, au sein de la base de données comptant initialement 2566 échantillons, les 1541 échantillons les moins altérés. Ce qui signifie que 40% des échantillons compilés sont considérés comme altérés et 60% représentent les compositions les plus fraiches.

#### 4.1.2. La mobilité des éléments

De nombreux facteurs influencent la mobilité des éléments : la température et la composition du fluide qui lessive la roche, la proportion roche/fluide, etc. La mobilité des éléments en trace a largement été étudiée et des caractéristiques générales ont pu être dressées (Jenner, 1996). Par

exemple, les éléments à faible effet de champ (LFSE pour *low field strenght element*, K, Rb, Cs, U, Pb, Ba, Sr, Th) sont communément mobiles, excepté le Th qui reste le plus souvent immobile. Les éléments à fort effet de champ (HFSE pour *high field strenght element*, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, P, Y) ainsi que les éléments de transition (Cr, Ni, Sc, V) sont considérés comme immobiles. Les éléments des terres rares (La, Ce, Nd, Eu, Gd, Tb, Dy, Er, Yb, Lu) sont habituellement immobiles, bien que les terres rares légères (La, Ce, Nd) puissent être mobilisées dans certaines conditions et que l'Eu soit rapporté comme particulièrement sensible à l'altération dans les environnements de SMV. L'Al et le Ti sont les seuls éléments majeurs considérés comme généralement immobiles dans les systèmes SMV.

### 4.2. Les diagrammes de Winchester et Floyd

Dans le but de s'affranchir de la mobilité des alcalins, Winchester et Floyd (1977) ont proposé l'utilisation d'éléments traces immobiles d'abord pour caractériser l'alcalinité des roches et ensuite également pour la différentiation magmatique. En se basant sur quelques centaines d'échantillons issus d'environnements modernes et pour lesquels des analyses d'éléments en traces étaient disponibles, ils ont proposé deux diagrammes de classification :

- ∴ SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Figure 4-2A): le rapport Zr/TiO<sub>2</sub> a l'avantage d'être insensible à l'altération et de représenter l'alcalinité des séries. La silice est l'indice de différentiation qui représente la base de la classification des roches volcaniques. Cependant, la silice pouvant être mobilisée durant l'altération hydrothermale (ou influencée par les gains et pertes de d'autres éléments majeurs), seuls les 1541 échantillons les plus frais du GBR peuvent être classés grâce à ce diagramme. Par rapport au diagramme tel que présenté par Winchester et Floyd (1977), le champ des andésites basaltiques et andésites a été arbitrairement divisé en deux afin de distinguer les deux classes. La même stratégie permet de séparer les dacites des rhyodacites.
- ∴ Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Figure 4-2B): ce diagramme combine deux rapports d'éléments en traces immobiles qui permettent de caractériser la différentiation (Zr/TiO<sub>2</sub>) et l'alcalinité (Nb/Y). Il permet donc de classer tous les échantillons, même les plus altérés. Cependant le rapport Zr/TiO<sub>2</sub> n'est qu'imparfaitement corrélé avec la silice dans les échantillons frais, comme présenté plus loin, et donc les deux diagrammes

de Winchester et Floyd (1977) ne sont pas strictement équivalents. Le rapport Nb/Y peut également être modifié par les effets d'une source plus fertile, d'un moindre degré de fusion partielle ou par la présence de grenat dans la source.



Figure 4-2. Classification des roches volcaniques du GBR selon (A) le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> pour les échantillons les moins altérés et selon (B) le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y pour l'ensemble des échantillons du GBR. Diagrammes d'après Winchester et Floyd (1977).

En effet, lorsque les 1541 roches les moins altérées du GBR sont nommées d'après le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> et positionnées sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y, le résultat n'est pas satisfaisant (Figure 4-3)<sup>3</sup>. Les 225 basaltes du diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> occupent largement, en plus du champ des basaltes, le champ des basaltes/andésites et légèrement celui des andésites sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Figure 4-3A et B). Les 453 basaltes/andésites sont représentés de manière presque équivalente dans les champs des basaltes, des basaltes/andésites et des andésites (Figure 4-3C et D). Les 176 andésites sont présentes principalement dans le champ des andésites et dans le champ andésite/basalte, tout en débordant un peu dans le champ des basaltes (Figure 4-3E et F). Les 86 dacites occupent principalement le champ des andésites mais

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Les 49 échantillons alcalins de la figure 4-2A n'ont pas été pris en compte sur la figure 4-3.

faiblement celui des dacites et rhyodacites, des andésites/basaltes et des basaltes (Figure 4-3G et H). Les 200 rhyodacites sont concentrées dans le domaine des dacites et rhyodacites, tout en occupant parfois des positions de rhyolites et de roches faiblement différentiées (Figure 4-3I et J). Les 352 rhyolites sont présentes pratiquement autant dans le champ des rhyolites que dans celui de dacites et rhyodacites (Figure 4-3K et L).

Il est donc possible d'observer une augmentation générale du rapport Zr/TiO<sub>2</sub> en fonction de SiO<sub>2</sub> (voir également sur la Figure 4-2A), ce qui est normal puisqu'il s'agit du rapport d'un élément incompatible (Zr) en fonction d'un oxyde typiquement compatible (TiO<sub>2</sub>). Cependant, ce rapport ne semble pas pouvoir représenter fidèlement l'évolution du SiO<sub>2</sub> lors de la différentiation magmatique.



Figure 4-3. Exercice de classification des roches volcaniques les moins altérées du GBR. Ces échantillons sont d'abord nommés avec le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> (A, C, E) et ensuite reportés sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (B, D, F). A-B. Basaltes. C-D Andésites basaltiques. E-F Andésites.



Figure 4-3 suite. Exercice de classification des roches volcaniques les moins altérées du GBR. Ces échantillons sont d'abord nommés avec le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> (G, I, K) et ensuite reportés sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (H, J, L). G-H. Dacites. I-J Rhyodacites. K-L Rhyolites.

# 4.3. Tentative de création d'un nouveau diagramme de classification des roches volcaniques subalcalines

Étant donné que le diagramme de classification SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> ne permet que de classifier les roches volcaniques les moins altérées et que le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y ne permet pas une classification équivalente, une tentative a été faite de créer un nouveau diagramme de classification pouvant palier à ces problèmes. Dans ce but, un rapport d'éléments en traces immobiles plus fortement corrélé avec la silice lors de la différentiation magmatique a été recherché (Sterckx *et al.*, 2014). Les recherches se sont basées sur la compilation de roches volcaniques modernes, provenant d'environnements de rides-médio-océaniques (ride médio-atlantique, ride est-pacifique) et d'arcs volcaniques actuels (arc aléoutien, Banda, Izu Bonin, Kermadec, Kurile, Petites Antilles, Mariannes, Ryukyu) téléchargés depuis la banque de données géochimiques en ligne PetDB (www.earthchem.org/petdb). Les roches ont été triées afin de ne garder que les 2057 échantillons les plus frais (sur base des mêmes critères qu'à la section 4.1) et appartenant à une série sub-alcaline.

Bien qu'il soit généralement admis que le rapport d'un élément incompatible en fonction d'un élément compatible soit le meilleur moyen de modéliser le fractionnement lors de la différentiation magmatique (Pearce, 1996), toutes les combinaisons possibles de rapports d'éléments immobiles ont été testées: 27 éléments immobiles conduisent à 702 rapports possibles. Les éléments et oxydes sélectionnés sont : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Be, Ce, Co, Cr, Dy, Er, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Ni, Pr, Sc, Sm, Tb, Th, TiO<sub>2</sub>, Tm, V, Y, Zr. Les coefficients de corrélation de Pearson (linéaires) de chaque rapport avec la silice ont été calculés en gardant chaque fois le nombre maximum d'analyses. Les analyses des éléments en trace ne sont cependant pas toujours disponibles pour les 2057 échantillons. Chaque coefficient de corrélation est donc calculé sur une population différente. Les coefficients de corrélation ont également été calculés sur les 421 échantillons présentant des analyses complètes pour les 27 éléments. Les deux procédures ont donné des résultats similaires.

Le coefficient de corrélation de Pearson calculé entre SiO<sub>2</sub> et Zr/TiO<sub>2</sub> sur cette base de données de roches volcaniques modernes est de 0,73. Dix-huit rapports ont montré de meilleures corrélations avec la silice (Tableau 4-1): TiO<sub>2</sub>/Sm (r=0,76), TiO<sub>2</sub>/Gd (r=0,81), TiO<sub>2</sub>/Tb (r=0,83), TiO<sub>2</sub>/Dy (r=0,81), TiO<sub>2</sub>/Ho (r=0,85), TiO<sub>2</sub>/Er (r=0,75), TiO<sub>2</sub>/Tm (r=0,84), TiO<sub>2</sub>/Lu (r=0,82), TiO<sub>2</sub>/Hf (r=0,76) TiO<sub>2</sub>/Y (r=0,78), Gd/Sc (r=0,74), Dy/Sc (r=0,74), Ho/Sc (r=0,75), Er/Sc (r=0,76), Tm/Sc (r=0,76), Yb/Sc (r=0,75), Y/Sc (r=0,74), V/Ga (r=0,76). Il peut dès lors être intéressant de tester

la significativité de ces valeurs afin de déterminer si un coefficient de corrélation est significativement plus élevé que celui qui existe entre SiO<sub>2</sub> et Zr/TiO<sub>2</sub>. Les deux valeurs de corrélation sont comparées grâce au test de William. L'hypothèse nulle du test unilatéral est :

Ho : 
$$r_{yx} > r_{yz}$$

avec x=Zr/TiO<sub>2</sub>, y=SiO<sub>2</sub> et z=le rapport que l'on souhaite tester. Accepter l'hypothèse nulle signifie que le coefficient de corrélation de Pearson pour le couple SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> ( $r_{yx}$ ) est significativement meilleur que celui entre SiO<sub>2</sub> et le rapport que l'on teste ( $r_{yz}$ ). Rejeter l'hypothèse nulle implique l'inverse puisqu'il s'agit d'un test unilatéral.

La statistique du test est :

$$t = (r_{yx} - r_{yz}) \sqrt{\frac{(n-1)(1+r_{xz})}{2\frac{n-1}{n-3}|R|} + \bar{r}^2(1-r_{xz})^3}$$

Où  $\bar{r} = r_{yx} + r_{yz}/2$  et  $|R| = 1 - r_{yx}^2 - r_{yz}^2 - r_{xz}^2 + 2r_{yx}r_{yz}r_{xz}$ 

La statistique du test suit une loi de Student à (*n*-3) degrés de liberté. Cependant, dans le cas présent, *n* étant très grand, la loi de Student est alors équivalente à une loi normale centrée réduite. L'hypothèse nulle est rejetée si la valeur de la statistique du test de William calculée est supérieure à un seuil critique T. Ce seuil critique correspond au quantile de la loi de Student pour différentes valeurs de risque ( $\alpha$ ). Le test unilatéral implique que le niveau de confiance = 1- $\alpha$ /2.

L'hypothèse nulle est vérifiée ici pour différents niveaux de confiance : 95%, 99% et 99,95%. A partir de 99% de confiance, les sept rapports présentant une corrélation significativement meilleure avec la silice que Zr/TiO<sub>2</sub> sont : TiO<sub>2</sub>/Gd, TiO<sub>2</sub>/Tb, TiO<sub>2</sub>/Dy, TiO<sub>2</sub>/Ho, TiO<sub>2</sub>/Tm, TiO<sub>2</sub>/Lu, TiO<sub>2</sub>/Y (Tableau 4-1).

Après avoir mis en évidence les sept rapports les plus prometteurs, ceux-ci ont été représentés graphiquement afin de déterminer s'ils pouvaient servir à définir un nouveau diagramme de classification (Figure 4-4). La Figure 4-4 présente deux types de diagrammes. Ceux de gauche (A, C, E, G, I, K, M, O) illustrent la composition de tous les échantillons selon le rapport Nb/Y (variable représentant l'alcalinité sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y de Winchester et Floyd) et un des rapports à tester comme remplacement au rapport Zr/TiO<sub>2</sub>. Les couleurs permettent

d'identifier les différentes lithologies, définies selon la composition en SiO<sub>2</sub>, tel que sur diagramme de la Figure 4-2A. Les diagrammes présentés à droite (B, D, F, H, J, L, N, P) illustrent les ellipses de confiance calculées pour un intervalle de confiance de 95%. Ceci signifie que, pour chaque lithologie, l'ellipse contient 95% des points représentés sur le diagramme de gauche.

Tableau 4-1 Coefficient de corrélation de Pearson de différents rapports d'éléments immobiles en fonction de SiO<sub>2</sub> (r<sub>yz</sub>). Les trois dernières colonnes permettent de comparer la statistique du test de William au seuil critique T. Les valeurs en gras correspondent aux valeurs supérieures au seuil critique, qui rejettent donc l'hypothèse nulle Ho.

Rapports (z)	r <sub>yz</sub>	n	r <sub>xy</sub>	r <sub>xz</sub>	T 95% = 1,645	T 99% = 2,326	T 99,95% = 3,291
TiO <sub>2</sub> /Sm	-0,76	2057	0,73	-0,61	2,09	2,09	2,09
TiO <sub>2</sub> /Gd	-0,81	1858	0,73	-0,65	6,83	6,83	6,83
TiO <sub>2</sub> /Tb	-0,83	1865	0,73	-0,69	9,57	9,57	9,57
TiO <sub>2</sub> /Dy	-0,81	1832	0,73	-0,66	7,88	7,88	7,88
TiO <sub>2</sub> /Ho	-0,85	1667	0,74	-0,69	11,48	11,48	11,48
TiO <sub>2</sub> /Er	-0,75	1827	0,74	-0,68	0,70	0,70	0,70
TiO <sub>2</sub> /Tm	-0,84	1380	0,74	-0,68	9,09	9,09	9,09
TiO <sub>2</sub> /Lu	-0,82	1972	0,73	-0,62	8,57	8,57	8,57
TiO <sub>2</sub> /Hf	-0,76	1839	0,74	-0,56	1,90	1,90	1,90
TiO <sub>2</sub> /Y	-0,78	2046	0,73	-0,62	4,45	4,45	4,45
Gd/Sc	0,74	1278	0,74	0,84	0,19	0,19	0,19
Dy/Sc	0,74	1262	0,74	0,87	0,16	0,16	0,16
Ho/Sc	0,75	1154	0,75	0,88	0,35	0,35	0,35
Er/Sc	0,76	1256	0,74	0,89	2,27	2,27	2,27
Tm/Sc	0,76	879	0,76	0,88	0,19	0,19	0,19
Yb/Sc	0,75	1413	0,74	0,87	1,63	1,63	1,63
Y/Sc	0,74	1405	0,74	0,87	0,50	0,50	0,50
V/Ga	-0,76	709	0,73	-0,57	1,62	1,62	1,62
Zr/TiO <sub>2</sub>	0,73	2055	0,73	1,00			

Pour tous les rapports testés, il est possible de correctement distinguer les roches les plus mafiques (basaltes, andésites basaltiques) des rhyolites. Pour ces deux ensembles en effet, les ellipses de confiance ne présentent pas de superposition. Au sein de l'ensemble mafique, il apparait cependant difficile de pouvoir discriminer un échantillon appartenant aux basaltes d'un échantillon appartenant aux andésites basaltiques, car les deux ellipses occupent largement le même espace. Le champ des andésites occupe une position intermédiaire car il se confond avec l'ensemble plus mafique et plus légèrement avec les rhyolites. Il est surtout presque complètement superposé au champ des dacites. Ce dernier se confond autant avec les ensembles mafiques et felsiques (rhyodacites et rhyolites). L'ellipse des rhyodacites surimpose pratiquement entièrement celle des rhyolites, et ce pour tous les rapports testés. Sa position s'étend également jusqu'à des compositions plus primitives. Il est intéressant de noter que toutes ces observations sont transposables à l'analyse du diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Figure 4-4 O-P). Bien que les rapports testés aient statistiquement une plus grande corrélation que Zr/TiO<sub>2</sub> avec SiO<sub>2</sub>, ils ne semblent pas démonter une réelle meilleure performance.

En conclusion de ces différents tests, bien qu'il existe des rapports d'éléments traces immobiles ayant une corrélation avec la silice significativement meilleure que le rapport Zr/TiO<sub>2</sub>, ces rapports ne suffisent pas à représenter fidèlement le spectre de composition des roches volcaniques lors de la différentiation magmatique. Les roches mafiques (basaltes et andésites basaltiques) occupent une position distincte de celle des rhyolites sur les différents diagrammes testés, mais il existe des compositions intermédiaires qui sont, elles, statistiquement indiscernables. Il n'existe, pour tous les cas étudiés (y compris Zr/TiO<sub>2</sub>), aucune lithologie occupant un champ de composition qui lui est propre. La diminution de l'intervalle de confiance pour le calcul des ellipses permettrait de diminuer la superficie de celles-ci, mais pas suffisamment pour éviter les importantes superpositions.



Figure 4-4. Construction de diagrammes de classification de roches volcaniques modernes fraîches avec différents rapports d'éléments en trace immobiles. Les diagrammes de droite illustrent les ellipses de confiance de chaque lithologie calculées pour un intervalle de confiance de 95%. Le nom des roches est basé sur le contenu en SiO<sub>2</sub>.



Figure 4-4 suite.



Figure 4-4 suite et fin.

Verma *et al.* (2010) ont également voulu tester l'efficacité des diagrammes Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977) et Co vs Th (Hastie *et al.*, 2007) pour remplacer le diagramme TAS (*total alkalis vs silica*, K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>; Le Bas *et al.*, 1986) lors de la classification de roches volcaniques altérées. Ces auteurs concluent que les diagrammes de classification basés uniquement sur des rapports d'éléments mineurs et en trace ne permettent pas d'apprécier les variations géochimiques lors de la différentiation magmatique. Ils suggèrent que l'application de traitements statistiques multivariés (par exemple des analyses discriminantes) pourrait apporter une solution au problème de la classification des roches volcaniques altérées. Les auteurs soulignent cependant la complexité d'utiliser les données de composition géochimique dans des analyses statistiques car elles ne représentent que des données relatives, ce qui entraine un biais dans l'analyse des corrélations. Ce point sera abordé en détail au chapitre 5.

# 4.4. Composition et affinité magmatique des roches volcaniques du GBR

Les premiers résultats et interprétations des données de géochimie du GBR ont été présentés dans un rapport préliminaire (Sterckx *et al.*, 2014). Ces résultats concernent la composition des roches volcaniques du GBR et des différentes formations ainsi que leurs affinités magmatiques. Tel qu'exprimé plus haut, le diagramme SiO<sub>2</sub> vs. Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester et Floyd (1977) ne peut être utilisé que pour les roches volcaniques les moins altérées, alors que des diagrammes basés sur des rapports d'éléments présumés immobiles ne témoignent pas aussi efficacement du degré de différentiation magmatique que la silice. Dans cette section, la composition des roches volcaniques du GBR est donc déterminée sur le diagramme SiO<sub>2</sub> vs. Zr/TiO<sub>2</sub> à l'aide des 1541 échantillons les moins altérés seulement (Figure 4-5). Des histogrammes illustrant le nombre d'échantillons en fonction de la teneur en SiO<sub>2</sub> permettent une visualisation aisée des lithologies dominantes (Figure 4-6). L'affinité magmatique est estimée pour l'ensemble des 2566 échantillons grâce au diagramme Th/Yb vs Zr/Y de Ross et Bédard (2009; Figure 4-7). Comme évoqué au chapitre 3, les formations de Horne et de Camac ne contiennent que peu d'échantillons, mais la densité d'analyse pour Horne reste satisfaisante.

#### 4.4.1. Classification des roches volcaniques

Les Figures 4-5 et 4-6 et le Tableau 4-2 confirment assurément le caractère bimodal du GBR pris dans son ensemble : le groupe est dominé par les andésites basaltiques et les rhyodacites-rhyolites, les lithologies intermédiaires étant moins communes selon la banque de données traitée. Cette particularité caractérise également la formation de Duprat-Montbray, qui par ailleurs compte 50% des échantillons frais du GBR et influence donc grandement la composition globale de celui-ci. Toujours selon les données traitées, les formations dominées par les roches mafiques sont celles de Reneault-Dufresnoy, Rouyn-Pelletier, Hébécourt et Camac. La première contient principalement des andésites basaltiques, et les trois dernières des basaltes. Les formations de Noranda, Dupuis, Bousquet et Horne sont principalement felsiques. Les deux premières sont dominées par les rhyolites, la dernière par les rhyodacites, et la Formation de Bousquet présente autant de rhyodacites que de rhyolites. Ces observations sont en accord avec les travaux antérieurs (par ex. : de Rosen-Spence, 1976; Péloquin *et al.*, 2001; Lafrance et Dion, 2004; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a).

Ces considérations illustrent l'échantillonnage qui a été fait des différentes lithologies du GBR. Elles peuvent cependant refléter un certain biais, par la sur- ou sous-représentation de certaines lithologies, lié à un échantillonnage préférentiel (des lithologies felsiques par exemple, privilégiées pour l'exploration de SMV). En se référant à la carte géologique et aux descriptions lithologiques des différentes unités faites par le MERNQ, la superficie occupée par les roches volcaniques du GBR est composée à 26% de basaltes et d'andésites basaltiques, à 54% d'andésites et à 20% de dacites, rhyodacites et rhyolites. Ces observations sont en net décalage avec celles faites sur base des résultats des analyses géochimiques des échantillons récoltés (Tableau 4-2). Trois facteurs peuvent expliquer cette différence : 1) soit un échantillonnage préférentiel, 2) soit l'attribution du mauvais code stratigraphique sur le terrain, 3) soit, lorsqu'une analyse géochimique est associée, l'absence de correction du code lithologique en fonction du résultat de l'analyse. Bien qu'il semble très probable qu'il existe un échantillonnage préférentiel, l'absence de correction du code lithologique est non négligeable : 36% des roches révélées felsiques par l'analyse géochimique ne sont pas situées dans des unités felsiques sur la carte.

Tableau 4-2 Résumé des compositions et des affinités magmatiques des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ainsi que des neuf formations qui le composent. Les caractéristiques principales de chaque unité sont surlignées en gris. Dup.-M. = Duprat-Montbray; Ren.-D. = Reneault-Dufresnoy; Rouyn-P. = Rouyn-Pelletier; GBR = Groupe de Blake River; Thol. = tholéiitique; Trans. = transitionnelle; CA = calco-alcaline; bas. = basalte; and. bas. = andésite basaltique; and. = andésite; rhyodac. = rhyodacite; rhyol. = rhyolite.

Unité	Nb. éch	Affinité magmatique			Nb. éch.	Composition					
	tot.	Thol.	Trans.	CA	frais	bas.	and. bas.	and.	dac.	rhyo- dac.	rhyol.
DupM.	1252	14 %	57 %	29 %	849	13 %	33 %	11 %	6 %	17 %	20 %
RenD.	354	23 %	44 %	34 %	227	18 %	45 %	19 %	4 %	1 %	12 %
Noranda	361	5 %	73 %	22 %	195	4 %	15 %	13 %	12 %	13 %	43 %
Dupuis	176	28 %	43 %	30 %	85	12 %	22 %	9 %	7 %	9 %	41 %
Bousquet	114	12 %	39 %	49 %	58	12 %	10 %	10 %	10 %	28 %	29 %
Rouyn-P.	176	48 %	36 %	16 %	62	53 %	17 %	4 %	2 %	8 %	17 %
Hébécourt	66	91 %	6 %	3 %	40	41 %	28 %	8 %	3 %	3 %	18 %
Camac	35	40 %	46 %	14 %	18	44 %	13 %	25 %	0 %	19 %	0 %
Horne	32	28 %	19 %	53 %	7	0 %	14 %	0 %	14 %	57 %	14 %
GBR	2566	19 %	53 %	28 %	1541	15 %	30 %	12 %	6 %	14 %	23 %



Figure 4-5. Diagrammes de classification des roches volcaniques les moins altérées du Groupe de Blake River et des formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy, Noranda, Dupuis et Bousquet. Les échantillons en vert sont ceux de la formation représentée, les gris se rapportent au GBR dans son ensemble. Diagrammes modifiés d'après Winchester et Floyd (1977).



Figure 4-5, suite et fin : formations de Rouyn-Pelletier, Hébécourt, Camac et Horne.



Figure 4-6. Histogramme de la fréquence des différents types de roches volcaniques « fraîches », exprimé d'après leurs teneurs en SiO<sub>2</sub>. Les limites entre les champs sont tirées de la version modifiée du diagramme de Winchester et Floyd (1977), tel que montré à la Figure 4-3A. Sont présentés : le Groupe de Blake River en entier, les formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy, Noranda, Dupuis et Bousquet.



Figure 4-6, suite. Histogramme de la fréquence des différents types de roches volcaniques les moins altérées : formations de Rouyn-Pelletier, Hébécourt, Camac et Horne.

# 4.4.2. Affinité magmatique

Le GBR est caractérisé par des affinités magmatiques allant de tholéiitique à calco-alcaline. Il est cependant dominé dans son ensemble par des roches d'affinité transitionnelle (Figure 4-7, Tableau 4-2). C'est aussi le cas des formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy, Noranda, Dupuis et Camac. La domination des roches transitionnelles est la plus importante pour la formation de Noranda. Les formations de Rouyn-Pelletier et d'Hébécourt comptent une majorité de roches tholéiitiques (essentiellement des basaltes dans les deux cas). Les formations de Bousquet et de Horne sont principalement calco-alcalines (et toutes deux comptent un nombre

important de rhyodacites). Il est intéressant de noter que les deux plus gros gisements de SMV riches en or du GBR, LaRonde-Penna et Horne, sont localisés dans les deux seules formations où les roches felsiques calco-alcalines sont prédominantes. La relation entre la géochimie des roches volcaniques et la minéralisation en SMV sera discutée en détail au chapitre 7.



Figure 4-7. Diagrammes présentant l'affinité magmatique des roches volcaniques du Groupe de Blake River et des formations de Duprat-Montbray, Reneault-Dufresnoy, Noranda, Dupuis et Bousquet. Diagrammes d'après Ross et Bédard (2009).



Figure 4-7, suite. Diagrammes présentant l'affinité magmatique des roches volcaniques des formations de Rouyn-Pelletier, Hébécourt, Camac et Horne. Diagrammes d'après Ross et Bédard (2009).

# CHAPITRE 5. Analyses statistiques multivariées

Le second objectif de ce mémoire est de différentier les roches volcaniques du GBR entre elles sur la base de leur composition en éléments traces immobiles. Une méthode classiquement utilisée consiste à comparer l'allure des diagrammes multi-élémentaires étendus de tous les échantillons, ce qui permet de révéler des variations de concentrations. Cette méthode est cependant difficile à appliquer lorsqu'il s'agit de comparer plusieurs milliers de spectres. Ce chapitre est consacré au développement d'une méthode utilisant des analyses statistiques multivariées, permettant de différentier et classifier de manière semi-automatique un grand nombre de données géochimiques tel que celles disponibles pour les roches volcaniques du GBR.

L'utilisation des analyses statistiques multivariées reste limitée lorsqu'il s'agit d'étudier la composition géochimique des roches. Cependant, au cours de la dernière décennie, les statistiques (uni- ou multivariées) ont été utilisées dans quelques études comme outil d'analyse de données géochimiques, principalement dans deux objectifs : 1) faire de la cartographie géochimique afin d'identifier et localiser des anomalies (Reimann et al., 2002; Reimann, 2005; Grunsky, 2013), et 2) définir de nouveaux diagrammes de discrimination tectonique (Verma et al., 2006, 2011, 2013; Vermeesch, 2006; Agrawal et al., 2008; Verma et Agrawal, 2011). Dans ces derniers cas, des méthodes supervisées (telles que l'analyse factorielle ou l'analyse discriminante) ont été appliquées. Il s'agit de définir des caractéristiques générales à partir d'échantillons modernes dont l'environnement géodynamique est connu (ces échantillons forment le « training set »), et de les appliquer à des échantillons dont l'origine est inconnue (le « testing set »). Ces méthodes ne sont pas directement applicables à ce travail car il n'existe pas dans la base de données un training set, représentant une classification exemplaire qui permettrait de classifier l'ensemble des échantillons. Les statistiques non-supervisées ont dès lors été utilisées dans ce travail afin d'identifier des groupes homogènes à travers l'ensemble des échantillons sur la base de variables géochimiques pertinentes (en termes de la variance ou des processus géochimiques qu'elles représentent).

La première section de chapitre présente les prérequis spécifiques à l'utilisation de données compositionnelles lorsqu'elles sont intégrées à des analyses statistiques. Dans un second temps, les analyses statistiques les plus appropriées aux objectifs de ce travail seront identifiées et les variables les plus pertinentes pour distinguer des groupes géochimiques seront définies. L'accent

est mis sur l'interprétabilité des résultats des analyses multivariées en termes de processus pétrogénétiques et des implications sur la compréhension des événements géologiques impliqués dans la genèse des roches analysées.

#### 5.1. Traitement des données compositionnelles

Les données représentant des compositions chimiques ont des propriétés numériques importantes pouvant avoir des conséquences majeures sur le résultat des analyses statistiques utilisant des matrices de corrélation ou de covariance (analyses factorielles, analyses discriminantes, analyses en composantes principales, etc.). Le problème de corrélation biaisée (« *spurious correlation »*) a été mis en évidence depuis plus d'un siècle par Pearson (1897) et les travaux de Aitchison, aux débuts des années 1980 (Aitchison, 1981, 1982, 1983), ont permis le développement d'une méthode permettant de prévenir ces biais de corrélation. Cette section est consacrée à mieux comprendre les propriétés et les conditions d'utilisation de données compositionnelles lorsque l'on souhaite les intégrer à des analyses statistiques multivariées.

#### 5.1.1. Définition et problématique

Les données compositionnelles représentent des proportions, telles des concentrations, exprimées en pourcentage, en ppm, en ppb, etc. En géochimie, la concentration de chaque élément chimique analysé (variable) pris individuellement apporte donc uniquement une information relative par rapport à la composition totale d'un échantillon, et ne peut prendre que des valeurs positives ou nulles (Egozcue, 2009). La composition totale est obligatoirement sommée à une constante k (p. ex. : 100% en poids en géochimie), ce qui implique que chaque variable est dépendante de la composition des autres et ne peut varier librement. On appelle cette contrainte l'effet de fermeture des données compositionnelles. Cet effet est d'autant plus important que le nombre de variables est faible est donc que la dépendance entre variables est forte (Pawlowsky-Glahn et Egozcue, 2006; Pawlowsky-Glahn *et al.*, 2007).

L'effet de fermeture a pour conséquence de biaiser les corrélations car cela implique qu'il y ait au moins une corrélation entre deux variables qui soit négative et de ce fait que les corrélations entre les autres variables ne soit pas libre de varier (Davis, 2002). Par exemple, le SiO<sub>2</sub> est typiquement l'élément le plus abondant dans une roche ignée. Une augmentation de sa concentration au sein

d'un échantillon implique nécessairement une diminution de la concentration mesurée pour les autres éléments majeurs. Ceci résulte en une corrélation apparemment négative mais biaisée par l'effet de fermeture. Le problème dès lors en géochimie est que la corrélation calculée n'est pas forcément représentative d'un réel processus géologique (Rollinson, 1993; Egozcue, 2009; Buccianti et Grunsky, 2014).

Les données compositionnelles occupent un espace mathématique restreint du fait qu'elles ne peuvent prendre que des valeurs comprises entre 0 et une constante *k*. Ce sous-espace des réels positifs  $R^+$  est appelé simplex de *D* variables, noté  $S^D$ , et est défini tel que (Aitchison, 1981):

$$S^{D} = \{(x_{1}, x_{2}, \dots, x_{D}): x_{1} > 0, x_{2} > 0, \dots, x_{D} > 0; x_{1} + x_{2} + \dots + x_{D} = k\}$$

La structure algébrique et géométrique du simplex  $S^D$  est différente de celle des réels (noté  $R^D$ ), gouvernés par la géométrie euclidienne et dans laquelle sont définies les statistiques classiques (Aitchison et Egozcue, 2005; Buccianti et Grunsky, 2014). Cette différence de structure rend l'application, dans le simplex, d'opérations mathématiques définies dans les réels (c'est-à-dire la plupart des opérations réalisées lors d'une analyse statistique) biaisée. Afin d'éviter ces biais de corrélation la clé est de définir une méthode pour ouvrir les données et établir une correspondance entre  $S^D$  et  $R^D$ .

#### 5.1.2. La transformation en log-ratio

La transformation des données compositionnelles en log-ratio permet d'ouvrir les données et de représenter une composition sous la forme d'un vecteur réel, c'est-à-dire donnant une information absolue et non relative et dont la valeur peut varier de  $-\infty$  à  $+\infty$  (Pawlowsky-Glahn et Egozcue, 2006). Les données exprimées en log-ratio se situent dans l'espace des réels et peuvent être utilisées dans des analyses statistiques multivariées définies dans ce même espace.

Les log-ratios aditifs (LRA) et centrés (LRC) ont été introduits par Aitchison (1982). Le premier consiste à diviser D-1 variables par la D<sup>ième</sup> variable et de prendre le logarithme. Pour toute composition x appartenant à  $S^D$ , le log-ratio additif est défini tel que (Pawlowsky-Glahn et Buccianti, 2011):

$$LRA(x) = \left[ log \frac{x_1}{x_D}, log \frac{x_2}{x_D}, \dots, log \frac{x_{D-1}}{x_D} \right]$$

Ceci implique que la variable choisie comme dénominateur soit perdue et que les résultats de la transformation puissent varier selon ce choix (Reimann *et al.*, 2012). Le log-ratio centré pour chaque variable d'une analyse est obtenu en divisant chaque variable  $x_i$  par la moyenne géométrique de l'ensemble des variables de l'analyse  $g_m(x)$  et en prenant le logarithme. Pour toute composition x appartenant à  $S^D$ , le log-ratio centré est défini tel que (Pawlowsky-Glahn et Buccianti, 2011):

LRC (x) = log 
$${x_i / g_m(x)}$$
 avec  $g_m(x) = (\prod_{i=1}^n x_i)^{1/n}$ 

Les données transformées obtenues par LRC sont faciles à interpréter puisqu'elles gardent le même nombre de variables. Cependant, le principal inconvénient de la transformation LRC est que les matrices de covariance et de corrélation des données recalculées ont un déterminant nul, ce qui ne permet pas l'utilisation d'analyses multivariées robustes (Filzmoser *et al.*, 2009a; Filzmoser *et al.*, 2009b; Pawlowsky-Glahn et Buccianti, 2011). Afin de palier à ce problème, Egozcue *et al.* (2003) proposent un log ratio isométrique (LRI), dont les coordonnées orthogonales (c'est-à-dire indépendantes) permettent d'entrer dans toutes analyses statistiques multivariées. Les calculs et concepts mathématiques sont cependant complexes et rendent les résultats difficiles à interpréter (Pawlowsky-Glahn et Egozcue, 2006). Ainsi, les trois méthodes d'ouverture des données développées à ce jour (LRA, LRC et LRI) présentent leurs propres limitations et complexité d'application.

Le choix de la méthode statistique utilisée (avec utilisation de matrice de covariance ou non, robuste ou non) ainsi que le choix des variables (avec des valeurs manquantes ou non) peuvent influencer significativement la nécessité ou non d'ouvrir les données compositionnelles avec l'une de ces méthodes. La section 5.2. détaillera les raisons qui ont conduit à ne pas ouvrir les données géochimiques dans le cadre de ce travail.

#### 5.1.3. Les valeurs nulles

La transformation en log ratio implique qu'aucune valeur nulle ne puisse être acceptée pour aucun des éléments analysés pour chacun des échantillons de la base de données. Ceci est une contrainte importante car si une valeur nulle est détectée, il faut soit retirer cet échantillon de l'analyse, soit ne pas prendre en compte la variable en question pour l'ensemble de la base de

données. Dans ce dernier cas, cela peut influer grandement sur la structure des données, particulièrement s'il s'agit d'un élément majeur. Si le zéro correspond à une valeur située sous la limite de détection, le remplacer par 0,5 fois cette limite permet de conserver une certaine information (voir chapitre 3). Cependant, certains auteurs recommandent de ne pas utiliser de variable dont plus de 25% des valeurs sont des valeurs remplacées (Reimann *et al.*, 2002). Dans le cas de ce mémoire, le travail de compilation avait déjà permis d'écarter des analyses dont la composition géochimique n'était pas complète. Par les éléments sélectionnés comme variables (voir plus loin) aucun d'entre eux n'avait plus de 25% de leurs valeurs sous la limite de détection. Un simple remplacement de la valeur de la limite de détection par 0,5 fois cette valeur a été opéré le cas échéant.

# 5.2. Les analyses statistiques non-supervisées : variables et méthodes

Il est important de prendre en considération, lors du choix de la méthode statistique et de la sélection des variables, la facilité d'application et la signification géologique qui pourra y être attribuée. Les deux types d'analyses sélectionnées pour ce travail sont la classification ascendante hiérarchique (CAH) et l'analyse en composantes principales (ACP). Elles ont été choisies pour leur complémentarité, leur représentation graphique des résultats, leur rapidité de calcul et parce qu'elles permettent de contourner le problème de fermeture des données. Mais avant d'expliquer la CAH et l'ACP, il faut aborder le problème des valeurs extrêmes, qui peuvent influencer significativement la distribution des données.

#### 5.2.1. Les valeurs anormales

La détection des valeurs anormales est une étape critique lors de l'analyse statistique de bases de données géochimiques car elles peuvent avoir une grande influence sur les classifications ainsi que sur le calcul des matrices de covariance. Ces valeurs anormales peuvent être soit les valeurs extrêmes d'une même distribution, soit des valeurs reflétant une distribution différente des données (interprétées comme issues de processus différents lors de la cartographie de contaminants par exemple) (Filzmoser *et al.*, 2005).

La base de données du GBR contient des données pouvant être qualifiées d'anormales (pour la plupart des erreurs analytiques) et qu'il est préférable de supprimer pour éviter de biaiser les

résultats des analyses statistiques. D'autres type de d'études, comme par exemple l'évaluation du potentiel minéral (via l'identification d'anomalies de la teneur en différents métaux) peuvent au contraire vouloir mettre en avant ces données anormales (Carranza, 2011). Une valeur est anormale si la distance qui la sépare de la position moyenne de toutes les autres observation est grande (Filzmoser *et al.*, 2005). Pour un jeu de données multivarié, cette distance devra être calculée pour l'ensemble des variables. Dans un espace multidimensionnel, les données multivariées représentent un hyper-ellipsoïde. La valeur moyenne de chaque élément définit le centroïde de cet hyper-ellipsoïde et la distance entre chaque observation et le centroïde représente la distance de Mahalanobis (DM) (Grunsky, 2010). Les valeurs anormales sont donc définies comme ayant une grande DM. La sensibilité de la moyenne arithmétique à la présence de valeurs extrêmes rend cependant le calcul même de la DM biaisé et nécessite d'utiliser une mesure robuste de la DM (Filzmoser *et al.*, 2005).

Pour des données multivariées normalement distribuées, les valeurs de DM<sup>2</sup> suivent approximativement une loi chi-carré avec *p* degrés de liberté, définis comme le nombre de variables (Filzmoser *et al.*, 2005). Dès lors, sur un graphe présentant ces deux valeurs en X et Y, les données forment une ligne droite. Par contre, si les données ne suivent pas une loi normale, dû à la présence d'observations anormales, la relation sera non-linéaire. Le seuil à partir duquel une valeur est dite anormale peut être déterminé en choisissant un quantile de la distribution chi-carré, habituellement 98% (Filzmoser *et al.*, 2005) et en supprimant toutes les valeurs supérieures. Ce seuil est défini à 97,5% pour les roches mafiques du GBR, ce qui représente 24 individus sur l'ensemble des 1591 échantillons (Figure 5-1). Ce seuil a été en raison de la linéarité entre le DM<sup>2</sup> et le chi-carré qui semble être acceptable. De la même manière, le seuil pour les roches felsiques est défini à 95%, ce qui implique la suppression de 18 échantillons sur l'ensemble des 1047 (non illustré).



Valeur de la distribustion chi-carré pour 22 degrés de liberté

Figure 5-1. Graphe représentant la mesure de la distance de Mahalanobis robuste au carré en fonction de la distribution chi-carré pour 22 degrés de liberté pour les échantillons de roches mafiques du GBR mettant en évidence les 24 échantillons anormaux (cercles gris clair).

Bien qu'il soit préférable de procéder à un examen rapide des données écartées, cette mesure permet un tri semi-automatique de la base de données et donc un gain de temps appréciable.

#### 5.2.2. Le choix des variables

Les méthodes statistiques multivariées nécessitent de sélectionner un certain nombre de variables à partir desquelles l'analyse sera opérée. Le choix des variables doit se porter sur celles qui présentent la plus grande variance à travers le jeu de données et qui seront donc les plus aptes à définir des classes. Cependant, comme évoqué plus haut, la sélection des variables ne peut se faire sans argument géochimique car une classe d'échantillons est forcément liée à un processus géologique apposant sa signature géochimique. Si les variables sont choisies indistinctement, le risque est d'avoir un processus surreprésenté par rapport à d'autres si celui-ci affecte plusieurs variables. Dans le cas d'une analyse purement exploratoire, cette méthode peut être pertinente, mais l'identification et l'utilisation de variables significatives permet une meilleure interprétabilité des résultats de l'analyse.

Agrawal *et al.* (2008) a mis en évidence l'utilisation de ratios d'éléments en trace pour éviter l'effet de fermeture lors d'analyse statistique de données géochimiques. En effet, en plus de représenter des compositions relatives et non absolues, l'effet de fermeture est moins important pour des concentrations exprimées en ppm, par rapport à celles exprimées en % en poids (voir explications à la section 5.2.4). De plus, ces ratios d'éléments immobiles permettent de s'affranchir des effets de l'altération hydrothermale.

Dans le cadre de ce travail, trois rapports d'éléments ont été choisis suite à de nombreux tests. Ceux-ci permettent de résumer au mieux la variance totale des diagrammes multi-élémentaires, ces derniers étant une représentation multivariée de la composition géochimique des roches. Ces rapports peuvent, en outre, fournir des interprétations pétrogénétiques:

- Zr/Ti : représente la différentiation magmatique (Winchester et Floyd, 1977) : Zr est incompatible et Ti est le plus souvent incompatible.
- Th/Nb : représente la profondeur de l'anomalie en Nb et l'enrichissement en Th; ces deux facteurs sont contrôlés notamment par l'environnement tectonique et la contamination crustale (Pearce, 2008).
- La/Yb : résume la pente des terres rares et représente la contamination crustale, la profondeur de fusion (Pearce, 2008) ou l'affinité magmatique (Barrett et McLean, 1999; Ross et Bédard, 2009).

# 5.2.3. La classification ascendante hiérarchique

#### 5.2.3.1. Description de la méthode

Le but de la classification ascendante hiérarchique (CAH) est de produire une arborescence mettant en évidence les liens hiérarchiques entre des échantillons ou des groupes d'échantillons. La CAH permet de regrouper les observations les plus similaires entres elles de proche en proche jusqu'à ce que tous les *n* échantillons d'un jeu de données soient regroupés. L'algorithme de classification suit un processus itératif : une matrice de *n x n* échantillons, représentant la mesure de la ressemblance entre chaque échantillon, est calculée. Les paires ayant la plus forte ressemblance sont fusionnées et la matrice (*n-1*) *x* (*n-1*) est recalculée. Le processus se poursuit jusqu'à ce que la matrice de similarité soit de dimension 2 *x* 2. Le regroupement successif de
chaque individu et de chaque groupe d'individus est représenté sous la forme d'un dendrogramme, avec la mesure de similarité en ordonnée. Différentes mesures de similarités existent, qui correspondent à différents critères de ressemblance. Une mesure de ressemblance des plus communes est la distance euclidienne. Elle représente la distance qui sépare deux points dans un espace à *m* dimensions, avec *m* le nombre de variables. La distance euclidienne est définie tel que (Davis, 2002) :

$$d_{ij} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{m} (x_{ik} - x_{jk})^2}{m}}$$

où  $x_{ik}$  représente la k<sup>ème</sup> variable mesurée sur l'objet i et  $x_{jk}$  représente la k<sup>ème</sup> variable mesurée sur l'objet j. En tout, *m* variables sont mesurées sur chaque objet et  $d_{ij}$  est la distance entre l'échantillon i et j. Une petite distance indique que les échantillons sont similaires, et inversement. Du fait que les variables soient standardisées, la distance n'est pas influencée par la variable qui a la plus grande magnitude, par exemple un élément majeur *versus* un élément en trace. L'avantage de prendre la distance euclidienne comme mesure de similarité est qu'elle n'est pas dépendante des coefficients de corrélation. Il n'y a donc pas de risque de corrélation biaisée lorsque l'on utilise des compositions géochimiques.

Une fois l'arbre de classification construit, il convient d'identifier le nombre de classes à former en définissant une partition, c'est-à-dire un niveau de coupure dans le dendrogramme. Le choix du nombre de classes est important car former trop peu de classes peut conduire à des classes non-homogènes; à l'inverse, former trop de classes risque de produire des classes qui ne se différentient pas suffisamment les unes des autres et n'ont pas de signification géologique. Une partition est bonne si 1) les individus d'une même classe sont proches, c'est-à-dire qu'ils ont des caractéristiques communes 2) les individus de deux classes différentes sont éloignés, c'est-à-dire qu'ils ont peu de caractéristiques communes. Ces deux critères définissent respectivement l'inertie intraclasse et l'inertie interclasse. L'inertie est une mesure multidimensionnelle de la variance. Ces critères peuvent être combinés en un seul grâce au principe d'inertie totale, qui représente la somme de l'inertie intra- et interclasse (théorème d'Huygens). Comme l'inertie totale reste constante pour un jeu d'échantillons, minimiser l'inertie intraclasse correspond à maximiser l'inertie interclasse et vice versa. Ceci permet de tenir compte d'un seul critère pour optimiser le partitionnement.

Parmi différentes méthodes d'agrégation, la méthode dite du critère de Ward est retenue pour la classification des roches volcaniques du GBR car elle caractérise la ressemblance des échantillons sur base de la variation de l'inertie (Davis, 2002). Elle est utilisée par l'algorithme de classification lors de l'agrégation de sorte que le regroupement itératif de deux classes (ou de deux individus) minimise la diminution de l'inertie interclasse (Davis, 2002). En effet, lors de l'agrégation des individus, l'inertie intraclasse tend à augmenter alors que l'inertie interclasse tend à diminuer. Dès lors, si l'inertie interclasse diminue faiblement lors du regroupement de deux classes (ou de deux individus), cela signifie que leur regroupement est pertinent. La somme des pertes d'inertie interclasse (ou la somme des gains d'inertie intraclasse) lors du regroupement de tous les individus, jusqu'à ne former qu'une seule classe, est égale à l'inertie totale du jeu de données.

Sur le dendrogramme, le plus intuitif est d'opérer un partionnement au niveau des « branches » les plus longues, car elles sous-entendent une distance (donc une dissimilarité) plus importante entre les classes. Il est également pratique de regarder l'évolution des inerties intra et interclasses avec l'agrégation des groupes entre eux (Figure 5-2). Le diagramme d'indice de niveau illustre l'augmentation de l'inertie intraclasse lors de l'agrégation successive des groupes. Le juste niveau de partitionnement se situe là où le fait de partitionner davantage n'apporte pas plus d'information (l'inertie intraclasse stagne) et où le fait d'agréger plus fait augmenter brusquement l'inertie intraclasse. Il est également possible de calculer le taux d'information récupérée par le partitionnement en divisant l'inertie interclasse par l'inertie totale pour une partition. Ce taux correspond au pourcentage d'information apporté par la vue simplifiée des individus réunis en groupes par rapport à l'information fournie par l'ensemble du jeu de données. Le pourcentage peut être comparé à l'inertie exprimée par une des composantes principales lors d'une analyse en composante principale (voir section suivante).



Figure 5-2. A. Exemple de dendrogramme illustrant la mesure de similarité entre les échantillons et les regroupements qui en sont faits. B. Diagramme des indices de niveaux montrant l'augmentation de la variance intra-classe lors de l'agrégation des classes.

Le choix final du nombre de classes à constituer peut donc être abordé sur la base de critères numériques (inertie intra et interclasse, taux d'information rapporté). Cependant, tout comme pour le choix des variables, le critère le plus important reste l'interprétabilité des classes formées. La CAH permettant de faire un résumé des caractéristiques des différents individus, il convient de former des groupes pertinents afin pouvoir traduire leurs caractéristiques en termes de processus géologiques.

#### 5.2.3.2. Avantages de la méthode

La CAH utilise la distance comme mesure de similarité et non des matrices de covariance, ce qui rend la transformation en log-ratio centré inutile. De plus, l'utilisation de la distance permet de s'affranchir de normaliser les données géochimiques car il n'est pas requis qu'elles suivent une loi normale (Templ *et al.*, 2008). Certains auteurs suggèrent néanmoins de normaliser-centrer les données (normalisation logarithmique ou avec la méthode Box-Cox), qui permettrait une meilleure classification. Afin de comparer les deux résultats obtenus, des CAH avec et sans normalisation ont été testées pour cette étude. Le fait de normaliser-centrer les données conduit à une distribution gaussienne qui réduit la variance des variables et dès lors atténue l'effet des données extrêmes ce qui a pour conséquence de masquer les subtilités et anomalies géochimiques. Il est dès lors plus difficile de mettre en évidence certaines particularités. Il semble donc important de choisir la méthode adaptée au type de classification souhaitée. Dans le cas de ce travail, ne pas

normaliser les données a permis de faire ressortir certaines singularités géochimiques étant par ailleurs corrélables avec des anomalies géologiques (voir chapitre 6), c'est donc cette méthode qui a été retenue.

## 5.2.4. L'analyse en composantes principales

#### 5.2.4.1. Description de la méthode

L'analyse en composantes principale (ACP) est une méthode d'analyse de la corrélation qui existe entre différents échantillons vis-à-vis de plusieurs variables et qui permet une visualisation simplifiée de cette matrice par réduction de variables. Elle se propose de répondre à la question : existe-t-il une combinaison linéaire parmi l'ensemble des variables disponibles qui permet de capturer l'essentiel de la variabilité du jeu de données original (Aitchison, 1983)? En d'autres mots, il s'agit d'identifier une combinaison linéaire d'un petit nombre de variables à travers un large jeu de données qui puisse apporter assez d'information comparativement à l'ensemble des variables.

Dans un jeu de données, chaque variable correspond à un vecteur orienté dans l'espace, c'est à dire à une dimension de cet espace. L'ensemble des données représente donc un espace multidimensionnel dans lequel chaque individu occupe une position. L'ACP permet une représentation simplifiée de cet espace en calculant la meilleure projection possible des variables et des individus pour mettre en évidence la variabilité maximale des données, c'est-à-dire leur dispersion maximale dans l'espace, tout en minimisant la déformation due à la projection. Les axes de projections sont appelés indicateurs synthétiques ou composantes principales. Ils sont choisis séquentiellement, perpendiculairement les uns aux autres, en favorisant une projection qui maximise l'inertie. Le poids de chaque composante pour expliquer l'inertie totale correspond à sa valeur propre. Le nombre de composantes principales à considérer dépend de leur capacité à satisfaire une inertie cumulée suffisante qui exprime au mieux la variabilité totale des données. Selon le critère de Kaiser, pour qu'une composante soit jugée informative, il ne faut garder que celles pour lesquelles les valeurs propres dont la somme explique 95% de la variance totale (Carranza, 2011). Dans le cadre de ce travail, étant donné le choix fait de prendre trois variables, seules trois composantes sont générées et gardées.

La représentation des composantes principales se fait en deux dimensions sur le cercle des corrélations, où chaque variable est illustrée par un vecteur (Figure 5-3A). La proximité entre différentes variables est interprétée comme l'existence d'une corrélation linéaire forte entre ces deux variables. Ceci est vrai pour autant qu'elles soient correctement projetées, c'est-à-dire que le cosinus carré de l'angle qu'elles forment avec une des composantes soit proche de 1. Ce qui signifie que le vecteur soit proche de l'unité et donc proche du cercle des corrélations pour une ACP normée. De la même manière, la proximité entre une variable et une des composantes principales indique une contribution forte de cette variable à cette composante. Sur l'exemple de la Figure 5-3A, les ratios Th/Nb et La/Yb sont fortement corrélés à la CP1 qui exprime un axe sur lequel la variabilité est la plus importante et donc ces deux variables permettent au mieux de différentier les classes d'échantillons. Cette figure illustre également la nécessité de prendre en compte la CP3 afin de différentier la contribution des variables Th/Nb et La/Yb.

En définissant la contribution de chaque variable à chaque composante principale, ces dernières peuvent être vues comme une nouvelle variable et il est dès lors possible de calculer pour chaque individu la valeur des différentes composantes principales. Les individus ainsi projetés en fonction des différentes composantes forment un nuage de points. Deux individus se ressemblent s'ils prennent des valeurs proches pour l'ensemble des variables, donc s'ils sont proches sur la carte des variables. Cette carte représente la projection des individus en fonction des différentes composantes principales en deux dimensions (Figure 5-3B). Elle illustre aussi que la contribution importante des ratios Th/Nb et La/Yb à la composante principale 1 permet de différentier au mieux les groupes de couleurs, résultat de la CAH.

Il est également possible de représenter les variables et les individus sur le même graphe, appelé double-graphe (*biplot* en anglais). Dans ce cas, il s'agit de regarder l'orientation d'un groupe d'échantillons avec les différentes variables pour définir celle(s) qui influencent le plus ce groupe.



Figure 5-3. Résultat de l'ACP pour les roches mafiques du GBR. A. Cercle des corrélations montrant la bonne projection des trois variables choisies et la corrélation forte existant entre les ratios Th/Nb et La/Yb. B. Carte des individus illustrant les échantillons mafiques du GBR en fonction des deux composantes principales. Les couleurs se rapportent aux résultats de la CAH (voir chapitre 6).

#### 5.2.4.2. Application des ACP aux données du GBR

Dans le cas de la base de données géochimiques du GBR, le caractère compositionnel des données suppose de devoir leur appliquer une transformation LRC afin d'éviter des biais de corrélation (voir section 5.1). L'ACP, en permettant de représenter graphiquement les corrélations qui existent entre les différentes variables, permet également de mettre évidence les biais de corrélation. La Figure 5-4 montre différents cercles de corrélations calculés pour diverses sélections de variables, sur les roches mafiques du GBR. Les figures A, C et E utilisent les données brutes, alors que les figures B, D et F utilisent des LRC, que ça soit pour des éléments majeurs (A et B), en traces (C et D) ou des ratios d'éléments en trace (E et F). L'orientation des différents vecteurs dans le cercle permet de se rendre compte de la corrélation entre les variables. Les éléments majeurs apparaissent très sensibles à l'ouverture des données car l'application du LRC résulte en une modification importante de l'orientation des vecteurs. Les éléments en traces sont moins influencés par la transformation, et les ratios d'éléments en trace encore moins.

La conclusion à tirer de ces observations est que les biais de corrélations introduits par l'emploi d'éléments majeurs sans transformation log-ratio centré dans des analyses statistiques multivariées sont très important, nettement moins pour les éléments en trace et mineurs pour les ratios d'éléments trace. Ceci vient corroborer le choix des variables à utiliser dans cette étude et l'affranchissement qui peut être de fait de la transformation des ratios d'éléments en traces.



Figure 5-4. Cercles des corrélations des différentes ACP utilisant différents types de variables : brutes (A, C et E), avec transformation LRC (clr sur la figure) (B, D et F). Le biais de corrélation est flagrant pour les éléments majeurs, plus faible pour les éléments traces et mineur pour des ratios d'éléments trace.

# CHAPITRE 6. Résultats des classifications statistiques et caractérisation géochimique des classes

Ce chapitre dévoile les résultats des classifications statistiques dans une première section et fourni les caractéristiques géochimiques des groupes/classes grâce aux éléments immobiles dans une seconde section. Les méthodes de classification abordées dans le chapitre précédent ont été appliquées dans un premier temps aux roches volcaniques de la formation de Noranda, avant d'être généralisées à l'ensemble du GBR.

## 6.1. Résultat des classifications statistiques

La CAH a permis de subdiviser les échantillons en différentes classes les plus homogènes possibles. Les ACP permettent ensuite de projeter ces classes selon les composantes principales calculées avec les trois mêmes variables que celles utilisées pour la CAH. Ceci permet d'identifier graphiquement l'influence des différentes variables sur la distribution des classes formées et de discuter des possibles corrélations entre les variables. Préalablement à la classification statistique, les échantillons ont subi une séparation entre ceux de composition mafique à intermédiaire et ceux de composition felsique. Cette première étape permet d'optimiser la classification au sein de ces deux sous-ensembles, ceux-ci étant par ailleurs discutés de façon indépendante par la suite.

## 6.1.1. La formation de Noranda

La banque de données représentant la formation de Noranda comprend 359 échantillons, dont 140 de composition mafique à intermédiaire et 219 de composition felsique. Pour cette première classification, les échantillons aberrants ont été écartés manuellement sur la base de l'analyse des spectres multi-élémentaires étendus. Après leur suppression, le groupe mafique comprend 118 échantillons et le groupe felsique 203. Dans le groupe mafique, 6 échantillons de roche volcanoclastique de l'unité de Delbridge ont été écartés de sorte à ne pas biaiser la classification car ceux-ci présentaient des profils en éléments en trace nettement distincts à l'œil et donc non pertinents pour l'analyse statistique. Ces échantillons sont néanmoins projetés sur les diagrammes d'ACP, sans être pris en compte dans le calcul des composantes principales, afin de pouvoir être discutés. Ils sont identifiés sous le nom de classe NM5.

## 6.1.1.1. Les roches mafiques à intermédiaires

La Figure 6-1A représente le dendrogramme obtenu par CAH sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. Deux premiers sous-groupes apparaissent très distincts l'un de l'autre (NM3-NM4 versus NM2-NM1). Cependant, chacun d'eux peut à nouveau être scindé en deux, de manière à former quatre classes. Cette subdivision en quatre classes donne un rapport variance intra-classe/variance totale de 50%. Ceci signifie que la variance au sein des différentes classes d'échantillons, basée sur la variation géochimique des rapports Th/Nb, La/Yb et Zr/Ti, est équivalente à la variance entre les différentes classes, ce qui est satisfaisant. Cette subdivision en, successivement, deux et quatre classes représente également la subdivision qui peut être faite selon, respectivement, les CP1 et CP2 (Figure 6-1B).

Les Figure 6-1B et C illustrent le résultat de l'ACP appliquées aux roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda, respectivement pour les composantes principales 1 et 2 et 1 et 3. L'inertie (indiquée par les pourcentages entre parenthèses sur la figure) cumulée par les deux premières composantes principales est de 84,6% et de 76,6% pour la CP1 et CP3. Sur la Figure 6-1B, les trois variables utilisées (La/Yb, Th/Nb et Zr/Ti) sont représentées par trois vecteurs. Leurs orientations, éloignés les uns des autres dans l'espace, supposent qu'il n'existe pas de relation linéaire forte entre ces variables, pour ce jeu de données. Le rapport Th/Nb apparait fortement corrélé avec la CP1, ce qui implique que ce rapport exprime la variance maximale de l'ensemble des échantillons (Figure 6-1B) et qu'il permet donc de différentier au mieux les différentes classes. La Figure 6-1C confirme la contribution dominante de Th/Nb à la CP1 et indique des contributions d'un ordre de grandeur presque comparable pour les variables La/Yb et Zr/Ti, attestant de leurs contributions significatives. Le rapport Th/Nb contribue donc majoritairement (mais non exclusivement) à la première subdivision sur le dendrogramme, qui sépare les groupes NM1 et NM2 des groupes NM3 et NM4. Les valeurs des cosinus carrés indiquent qu'aucune des trois variables n'est correctement projetée en fonction de CP1 (sur un cercle des corrélations normé) et qu'il est donc nécessaire de regarder leurs orientations dans les trois dimensions afin d'estimer correctement la contribution des différentes variables (Tableau 6-1).



Figure 6-1. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda et les quatre classes formées (NM1, NM2, NM3 et NM4). B. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 3. Le groupe NM5 correspond aux échantillons volcanoclastiques de l'unité de Delbridge.

L'étude conjointe de la Figure 6-1 et du Tableau 6-1 indique que : 1) la CP1, représentant principalement la variable Th/Nb et de manière non négligeable les variables La/Yb et Zr/Ti, permet de distinguer au mieux les groupes NM3, NM4 et NM5 des groupes NM1 et NM2; 2) la CP2 différentie les différents groupes au sein de NM3-NM4-NM5 et NM1-NM2, uniquement sur base des rapports La/Yb et Zr/Ti, qui définissent la seconde subdivision sur le dendrogramme. Ces caractéristiques seront rediscutées sur la base des diagrammes multi-élémentaires (section 6.2).

Variable	Variance	Contributions des variables (%)			Cosinus carrés des variables			
vanable	variance	CP1	CP2	CP3	CP1	CP2	CP3	
Zr/Ti	2,26*10 <sup>-5</sup>	31,1	45,9	23	0,57	0,32	0,11	
Th/Nb	0,004	39,2	0,1	60,7	0,72	0,0	0,28	
La/Yb	2,125	29,7	54	16,3	0,55	0,38	0,07	

Tableau 6-1. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda.

Pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda, aucun des groupes formés statistiquement ne correspond à une seule unité lithostratigraphique (hormis les roches volcanoclastiques du groupe NM5, distinguées manuellement), ni aucune unité lithostratigraphique n'est constituée que d'un seul groupe, à l'exception des unités formées d'un seul échantillon. Cependant, certaines tendances peuvent être observées. Ce point sera examiné en détail au chapitre 7 de ce travail.

## 6.1.1.2. Les roches felsiques

La Figure 6-2A représente le dendrogramme obtenu par CAH sur les roches felsiques de la formation de Noranda. Le groupe NF3 apparait facilement différentiable des groupes NF1 et NF2. La subdivision en trois classes permet d'obtenir un rapport variance intra-classe/variance totale à 62,5%. Ceci signifie que la variance au sein des différentes classes d'échantillons, basée sur la variation géochimique des rapports Th/Nb, La/Yb et Zr/Ti, est supérieure à la variance entre les différentes classes, ce qui ne semble apriori pas satisfaisant. Cependant, l'augmentation du nombre de classes formées a pour conséquence d'augmenter le biais sur les résultats. De plus, cette subdivision en trois classes est cohérente en termes d'interprétation géochimique (voir plus loin). Comme vu précédemment pour les roches mafiques à intermédiaires, la première subdivision correspond à une subdivision selon CP1, la seconde selon CP2 (Figure 6-2B).



Figure 6-2. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques de la formation de Noranda et les trois classes formées (NF1, NF2 et NF3). B. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 3.

Les Figure 6-2B et C illustrent le résultat de l'ACP appliquées aux roches felsiques de la formation de Noranda, respectivement pour les composantes principales 1 et 2 et 1 et 3. L'inertie cumulée par les deux premières composantes principales est de 83,4% et de 76,8% pour la CP1 et CP3. Sur la Figure 6-2B, l'orientation des trois vecteurs supposent qu'il n'existe pas de relation linéaire forte entre les variables, pour ce jeu de données. Le rapport La/Yb apparait fortement corrélé avec la CP1, ce qui implique que ce rapport exprime au plus la variance totale de l'ensemble des échantillons (Figure 6-2B) et qu'il permet donc de différentier au mieux les différentes classes. La Figure 6-2C confirme que cette variable contribue significativement à la CP1 (pour près de 50% de la contribution totale des trois variables), et contribue donc majoritairement à la première

subdivision du dendrogramme, séparant NF3 de NF1 et NF2. La variable Zr/Ti n'est cependant pas à négliger dans la contribution à la CP1. Les valeurs des cosinus carrés indiquent qu'aucune des trois variables n'est parfaitement projetée en fonction de CP1 et qu'il est donc nécessaire de regarder leurs orientations dans les trois dimensions pour estimer au mieux leurs contributions respectives aux différentes composantes principales (Tableau 6-2).

) (ariable	Variance	Contribution des variables (%)			Cosinus carrés des variables		
Variable	vanance	CP1	CP2	CP3	CP1	CP2	CP3
Zr/Ti	0,021	31,6	36,7	31,6	0,48	0,37	0,16
Th/Nb	0,002	18,6	63,3	18,2	0,28	0,63	0,09
La/Yb	0,668	49,8	0,0	59,2	0,75	0,0	0,25

Tableau 6-2. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques de la formation de Noranda.

L'étude conjointe de la Figure 6-2 et du Tableau 6-2 indique que : 1) la CP1, représentant principalement la variable La/Yb et plus faiblement la variable Zr/Ti, permet de distinguer au mieux les groupes NF1-NF2 du groupe NF3; 2) la CP2 différentie les groupes NF2-NF3 du groupe NF1, ainsi que les groupes NF2 et NF3 entre eux, sur base du rapport Th/Nb, et dans une moindre mesure Zr/Ti. Ces caractéristiques seront rediscutées sur base des diagrammes multiélémentaires (section 6.2).

Pour les roches felsiques de la formation de Noranda, le groupe NF3 est constitué à 90% d'échantillons de l'unité Cyprus (abritant l'indice Pinkos), et certaines unités lithostratigraphiques ne sont constituées que d'un seul groupe géochimique (les unités formées d'un seul échantillon n'étant pas comptabilisées). Ces tendances seront discutées en détail au chapitre 7.

## 6.1.2. Le Groupe de Blake River

L'étude des distances de Mahalanobis a permis d'écarter des échantillons aberrants dans les groupes des roches mafiques à intermédiaires et dans le groupe de roches felsiques : 29 et 19 respectivement. Un total de 2532 échantillons a donc pu être classé via les CAH.

#### 6.1.2.1. Les roches mafiques à intermédiaires

La Figure 6-3A représente le dendrogramme obtenu par CAH sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR. Le groupe BRM2 montre un grand degré de dissimilarité avec les trois autres groupes; les groupes BRM1 et BRM4 ont un plus faible degré de dissimilarité. La subdivision en quatre classes permet d'obtenir un rapport variance intra-classe/variance totale de 35,7%, ce qui est très satisfaisant.

La Figure 6-3B et C illustrent le résultat de l'ACP appliquée aux roches mafiques à intermédiaires du GBR, respectivement pour les composantes principales 1 et 2 et 1 et 3. L'inertie cumulée par les deux premières composantes principales est de 94% et de 73,1% pour la CP1 et CP3. Sur la Figure 6-3B, l'orientation des vecteurs montre une contribution plus importante des variables Th/Nb et La/Yb à la CP1. Bien que ces deux variables apparaissent fortement corrélées entre elles sur le plan CP1-CP2, l'étude de leur orientation dans le plan CP1-CP3 (Figure 6-3C) démontre une plus faible corrélation. La pertinence de l'utilisation des trois variables réside dans le fait qu'elles permettent ensemble de définir de meilleures classes que si elles étaient utilisées seules ou deux à deux. Comme la CP1 permet d'expliquer au mieux la dispersion des données, il est préférable que les trois variables soient réparties spatialement autour de la CP1, de sorte à ce que chacune d'elles apporte une information différente et complémentaire, c'est-à-dire que la contribution à la CP1 soit répartie entre elles. Le Tableau 6-3 confirme que les variables Th/Nb et La/Yb contribuent significativement à la CP1 (pour environ 83% de la contribution cumulée des trois variables) et sont donc prédominantes pour déterminer la première subdivision sur le dendrogramme. La troisième variable, Zr/Ti, contribue aussi pour une part non négligeable à la CP1 (16,6%) et nécessite donc d'être prise en compte pour la détermination des différentes classes. Cette variable est plus fortement corrélée avec CP2 et permet de faire la deuxième subdivision sur le dendrogramme, en séparant le groupe BRM3 des groupes BRM1 et BRM4. Les groupes BRM1 et BRM4 sont ensuite également séparés en fonction de CP2.



Figure 6-3. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches mafiques à intermédiaires du GBR et les quatre classes formées (BRM1, BRM2, BRM3 et BRM4). B. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 3.

Pour les roches mafiques à intermédiaires du GBR, aucun des groupes formés statistiquement ne correspond à une seule formation, ni aucune formation n'est constituée que d'un seul groupe. Cependant, 92% des échantillons mafiques à intermédiaires de la formation de Horne appartenant au groupe BRM3; 60% et 49% des échantillons mafiques à intermédiaires de la formation de s formations de Noranda et Bousquet respectivement appartiennent au groupe BRM1. Ces caractéristiques seront discutées au chapitre 7.

Variables	Variance	Contribution des variables (%)			Cosinus	carrés des v	ariables
	variance	CP1	CP2	CP3	CP1	CP2	CP3
Zr/Ti	7,53*10 <sup>-5</sup>	16,6	82,3	1,1	0,33	0,66	0,0
Th/Nb	0,14	43,2	4,5	52,3	0,87	0,04	0,09
La/Yb	6,14	40,2	13,2	46,6	0,81	0,11	0,08

Tableau 6-3. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches mafiques à intermédiaires du GBR.

#### 6.1.2.2. Les roches felsiques

La Figure 6-4A représente le dendrogramme obtenu par CAH sur les roches felsiques du GBR. Le groupe BRF4 montre un degré de dissimilarité important avec les trois autres groupes; les groupes BRF1 et BRF3 ont un plus faible niveau de dissimilarité. La subdivision en quatre classes permet d'obtenir un rapport variance intra-classe/variance total très satisfaisant de 40%.

La Figure 6-3B et C illustrent le résultat de l'ACP appliquées aux roches felsiques du GBR, respectivement pour les composantes principales 1 et 2 et 1 et 3. L'inertie cumulée par les deux premières composantes principales est de 91,9% et de 71,5% pour la CP1 et CP3. Tout comme pour les roches mafiques à intermédiaires du GBR, la Figure 6-4B représente la contribution importante des variables Th/Nb et La/Yb à la CP1 (voir également Tableau 6-4) et donc à la première subdivision sur le dendrogramme; la Figure 6-4C illustre l'indépendance de ces deux variables. Leurs contributions cumulées à la CP1 atteint 85%, et près de 14% pour Zr/Ti. Cette dernière variable permet de différentier le groupe BRF2 (en bleu sur la Figure 6-4B), ce qui correspond à la seconde subdivision du dendrogramme. La CP3 est à nouveau fortement influencée par les variables La/Yb et Th/Nb, qui permettent de distinguer les groupes BRF1 et BRF3 et de procéder à la troisième subdivision du dendrogramme.



Figure 6-4. A. Dendrogramme illustrant la CAH réalisée sur les roches felsiques du GBR et les quatre classes formées (BRF1, BRF2, BRF3 et BRF4). B. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2. C. Résultats de l'ACP combinant l'orientation des variables et les coordonnées des échantillons pour les composantes principales 1 et 2 et 3.

L'étude conjointe de la Figure 6-4 et du Tableau 6-4 indique que : 1) la CP1, étant caractérisée essentiellement par les variables Th/Nb et La/Yb, permet de différentier aisément le groupe BRF4 des autres groupes, et les groupes BRF1 et BRF3 entre eux; 2) la CP2 différentie les groupes BRF2 et BRF4 des groupes BRF1 et BRF3, sur base du rapport Zr/Ti; 3) les groupes BRF1 et BRF3 se distinguent grâce aux rapport Th/Nb et La/Yb exclusivement. Ces caractéristiques seront rediscutées sur base des diagrammes multi-élémentaires (section 6.2).

	Variance	Contribu	Contribution des variables (%)			Cosinus carrés des variables			
variables	vanance	CP1	CP2	CP3	CP1	CP2	CP3		
Zr/Ti	7,55*10 <sup>-5</sup>	13,9	86,0	0,1	0,26	0,73	0,0		
Th/Nb	0,14	43,4	6,0	50,6	0,83	0,05	0,12		
La/Yb	6,14	42,7	8,0	49,3	0,81	0,07	0,12		

Tableau 6-4. Variance, contribution des variables (en %) et cosinus carrés des variables pour les trois composantes principales pour les roches felsiques du GBR.

Pour les roches felsiques du GBR, 85% des échantillons felsiques de la Formation de Bousquet sont associés au groupe BRF4, alors que respectivement 89% et 51% des roches felsiques des formations de Horne et de Noranda appartiennent au groupe BRF1. Ces tendances seront examinées en détail au chapitre 7.

## 6.2. Caractérisation géochimique

Dans cette section, les différents groupes/classes formés grâce aux classifications statistiques sont caractérisés en fonction de leur signature géochimique, en utilisant les éléments immobiles. Le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) servira à définir la composition géochimique des classes. Ce choix de diagramme est fait afin de pouvoir nommer l'ensemble des échantillons, altérés ou non, dans ce chapitre. Ceci permet de ne pas exclure artificiellement les roches volcaniques localisées près des gisements de SMV et ayant subi une altération hydrothermale. En contrepartie, le choix de ce diagramme implique que les noms donnés aux roches sont plus approximatifs (voir chapitre 4). L'affinité magmatique des classes sera établie à partir des diagrammes log Th/Yb vs log Zr/Y (Ross et Bédard, 2009) comme au chapitre 4, tout en examinant aussi les diagrammes La vs Yb et Zr vs Y (avec les limites de Barrett et MacLean, 1999). Les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) seront également utilisés afin d'évaluer et différentier la signature géochimique des classes. Ces diagrammes servent à illustrer l'enrichissement ou l'appauvrissement des échantillons en certains éléments, relativement à la valeur de référence utilisée. Les éléments retenus, jugés généralement immobiles, sont classés en ordre de compatibilité croissante (de gauche à droite) pour un faible pourcentage de fusion du manteau primitif (Rollinson, 1993). Les valeurs des rapports discutés ci-dessous représentent systématiquement la valeur moyenne pour l'ensemble du groupe considéré.

La caractérisation géochimique des groupes, en illustrant les différences de composition et de signature géochimique entre les classes, servira à confirmer la pertinence des méthodes de classification proposées.

## 6.2.1. La formation de Noranda

#### 6.2.1.1. Les roches mafiques à intermédiaires

Les compositions et affinités magmatiques des cinq groupes mafigues à intermédiaires issus de l'analyse statistique (NM1, NM2, NM3, NM4 et NM5) de la formation de Noranda sont présentées à la Figure 6-5. Le groupe NM5 (les roches volcanoclastiques de Delbridge) présente la composition la moins différentiée de tous les groupes, étant composé en totalité de basaltes (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,003, Figure 6-5A). Son affinité est essentiellement transitionnelle, avec quelques échantillons plus tholéiitiques (Figure 6-5B, C et D). Le groupe NM3, légèrement plus différentié, affiche une composition de basalte à andésite/basalte (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,007, Figure 6-5A) et une affinité transitionnelle (Figure 6-5B, C et D). Les groupes NM2 et NM4 sont tous deux de composition andésite/basalte (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,011 pour NM2 et NM4, Figure 6-5A) mais NM2 présente une affinité allant de transitionnelle à calco-alcaline alors que NM4 est principalement transitionnel malgré quelques échantillons plus tholéiitiques (Figure 6-5B, C et D). Le groupe NM1 est le plus différentié, avec une composition allant d'andésite/basalte à andésite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,014, Figure 6-5A). Son affinité va de transitionnelle à calco-alcaline. Ces observations suggèrent de considérer deux grands ensembles : un premier ensemble, constitué des groupes NM3, NM4 et NM5, d'affinité tholéiitique à transitionnelle; un second ensemble, composé des groupes NM1 et NM2, d'affinité transitionnelle à calco-alcaline.

Ces deux ensembles géochimiques correspondent aux deux ensembles statistiques issus de la première subdivision sur le dendrogramme des CAH (Figure 6-1A), cette première subdivision illustre donc deux tendances en termes d'affinité magmatique. En termes de différentiation magmatique, les observations du diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Figure 6-5A) sont comparables à celles faites sur les ACP en regard du vecteur Zr/Ti (Figure 6-1B) : le groupe NM1 présente la

composition la plus influencée par ce vecteur, les groupes NM2 et NM4 se situent en retrait à un niveau égal (malgré un certain recouvrement des groupes NM1 et NM2), se succèdent ensuite les groupes NM3 et NM5. En suivant la projection du vecteur La/Yb (Figure 6-1B), à nouveau deux ensembles peuvent être identifiés et comparés aux affinités magmatiques discutées cidessus : les groupes NM1 et NM2 sont plus influencés par ce vecteur (à un niveau pratiquement équivalent) alors que les groupes NM3, NM4 et NM5 se situent en retrait. Ceci correspond à une affinité transitionnelle à calco-alcaline pour les groupe NM1 et NM2 et transitionnelle à légèrement tholéiitique pour les groupe NM3, NM4 et NM5. Ces deux tendances sont bien visibles sur le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Figure 6-5B).

L'étude des diagrammes multi-élémentaires permet une étude multivariée détaillée des échantillons mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. La Figure 6-6A présente les spectres moyens pour les groupes formés statistiquement. Comme précédemment, le groupe NM5 apparait clairement distinct, les groupes NM1 et NM2 ainsi que NM3 et NM4 montrent plus de similitudes. Le groupe NM5 présente des concentrations moyennes de 3,5 à 6 fois le manteau primitif (Figure 6-6B). Les spectres multi-élémentaires affichent une pente négative modérée, illustrant un fractionnement modéré des éléments terres rares (ETR) lourdes par rapport aux ETR légères ([La/Yb]<sub>N</sub>=2,32). Les ETR légères et lourdes présentent un fractionnement faible ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,63, [Gd/Lu]<sub>N</sub>=1,24). Il y a une anomalie négative négligeable en Nb ([Th/Nb]<sub>N</sub>=1,15). L'anomalie positive en Ti du groupe NM5 est unique pour la formation de Noranda. Le Zr normalisé est aussi inferieur à égal au Sm normalisé dans le groupe NM5, alors que pour les groupes NM1 à NM4, le Zr est plus élevé que le Sm normalisé.

Pour les groupes NM1 et NM2, le fractionnement des ETR lourds par rapport aux ETR légères est également important ([La/Yb]<sub>N</sub>=3,36 et 4,34 pour NM1 et NM2 respectivement). La pente des ETR légères est faible ([La/Sm]<sub>N</sub>=2,09 et 2,23 pour NM1 et NM2 respectivement), celle des ETR lourds est négligeable. Le Nb présente une anomalie négative moyenne pour les deux groupes ([Th/Nb]<sub>N</sub>=2,30 et 1,90 pour NM1 et NM2 respectivement).

Les groupes NM3 et NM4 présentent une plus faible pente des ETR que NM1 et NM2 ([La/Yb]<sub>N</sub>=2,54 et 2,60 pour NM3 et NM4 respectivement); également un plus faible fractionnement des ETR légères ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,65 et 1,63 pour NM3 et NM4 respectivement). La pente des ETR lourds est neutre à très faiblement fractionnée et l'anomalie en Nb est faible à



absente. Ici encore, il est donc possible d'identifier deux ensembles cohérents à travers les groupes.

Figure 6-5. Caractéristiques géochimiques des roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda. A. Diagramme de classification des roches volcaniques de Winchester et Floyd (1977) utilisant les rapports d'éléments immobiles. B. Diagramme de Ross et Bédard (2009) identifiant l'affinité magmatique. C et D. Diagrammes La vs Yb et Zr vs Y identifiant l'affinité magmatique; limites de Barrett et MacLean (1999).

Les spectres des groupes NM1 et NM2 montrent un parallélisme presque parfait, hormis une accentuation de l'anomalie négative en Ti observée pour NM2. Ceci peut suggérer que le groupe NM2 soit formé par différentiation magmatique à partir de la même source de magma que celle du groupe NM1. De la même façon, le groupe NM4 présente un profil d'éléments en traces

similaire à NM3, avec cependant une anomalie négative en Ti plus marquée, suggérant une origine commune aux deux groupes.



Figure 6-6. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). A. Diagramme multi-élémentaire représentant les spectres moyens pour les cinq groupes présentés. B, C, D, E, F. Diagrammes multi-élémentaires présentant tous les échantillons des cinq groupes.

#### 6.2.1.2. Les roches felsiques

Les compositions et affinités magmatiques des trois groupes felsiques (NF1, NF2 et NF3) de la formation de Noranda sont présentées à la Figure 6-7. Le groupe NF3 apparait le plus différentié, avec une composition rhyolitique (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,25). Son affinité est globalement transitionnelle, malgré quelques échantillons occupant le domaine tholéiitique (Figure 6-7B et C) ou calco-alcalin (Figure 6-7C et D). Les groupes NF1 et NF2 présentent des compositions sensiblement similaires, très dispersées pour NF1 allant d'andésite à rhyolite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,08) et assez dispersées pour NF2 allant de dacite/rhyodacite à rhyolite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,07). Le groupe NF1 montre cependant une affinité majoritairement transitionnelle à légèrement calco-alcaline, alors que NF2 est plus calco-alcalin. Cette distinction d'affinité est cependant plus évidente sur la Figure 6-7B que sur les figures 6-7C et D.

Ces différentes observations peuvent être comparées aux relations qui existent entre les groupes et les vecteurs calculées par l'ACP (Figure 6-2B). Ainsi, le vecteur Zr/Ti (illustrant la différentiation) permet de séparer les groupe NF1 et NF2 du groupe NF3. La discrimination entre les groupes NF1 et NF2 est possible sur base de leur affinité magmatique sur le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Figure 6-7B). Cependant, l'implication de la variable Th/Nb en plus du rapport La/Yb, permet une séparation optimale de ces deux groupes sur la Figure 6-2B. L'usage des trois variables, à travers les CAH et ACP, permet donc de distinguer plus clairement les différents groupes que l'usage seul des diagrammes traditionnels (Figure 6-7).

Cette distinction entre les groupes sur la base des trois variables est bien visible sur les diagrammes multi-élémentaires présentés à la Figure 6-8. La Figure 6-8A présente les spectres moyens pour les groupes formés statistiquement. Le groupe NF3 présente des spectres faiblement fractionnés en ETR lourds par rapport aux ETR légères ([La/Yb]<sub>N</sub>=2,16), pour des valeurs moyennes de 30 à 70 fois le manteau primitif (Figure 6-8A), significativement plus élevées que celles des deux autres groupes. Il n'y a pas de fractionnement des ETR lourds ([Gd/Lu]<sub>N</sub>=1,11, Figure 6-8B) et le fractionnement des ETR légères est faible ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,67), tout comme l'anomalie négative en Nb ([Th/Nb]<sub>N</sub>=1,71). L'anomalie négative en Ti est la plus profonde pour les roches felsiques de la formation de Noranda.



Figure 6-7. Caractéristiques géochimiques des roches felsiques de la formation de Noranda. A. Diagramme de classification des roches volcaniques de Winchester et Floyd (1977) utilisant les rapports d'éléments immobiles. B. Diagramme de Ross et Bédard (2009) identifiant l'affinité magmatique. C et D. Diagrammes La vs Yb et Zr vs Y identifiant l'affinité magmatique; limites de Barrett et MacLean (1999).

Le groupe NF1 montre une pente légèrement plus marquée des ETR ([La/Yb]<sub>N</sub>=2,54), un fractionnement faible des ETR légères ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,82), une pente neutre des ETR lourds (Figure 6-8C) et une anomalie négative en Nb faible. Les spectres moyens varient de 15 à 30 fois les valeurs du manteau primitif.

Le groupe NF2 présente le fractionnement des ETR légères, la pente des ETR et l'anomalie négative en Nb les plus marqués des trois groupes ([La/Sm]<sub>N</sub>=2,18; [La/Yb]<sub>N</sub>=3,12;

[Th/Nb]<sub>N</sub>=2,19), pour des valeurs moyennes de 10 à 35 fois le manteau primitif. À nouveau, il n'y a pas de fractionnement des ETR lourds.



Figure 6-8. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches felsiques de la formation de Noranda normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). A. Diagramme multi-élémentaire représentant les spectres moyens pour les trois groupes présentés. B, C, D. Diagrammes multi-élémentaires présentant tous les échantillons des trois groupes.

Les groupes NF1 et NF3 montrent donc des caractéristiques relativement semblables en termes d'affinité magmatique, avec des spectres multi-élémentaires parallèles malgré une anomalie négative en Ti plus marquée pour le groupe NF3. Ces groupes correspondent à un ensemble d'affinité transitionnel déjà illustré sur la Figure 6-7B. Le groupe NF3 est susceptible de s'être formé par différentiation à partir de la même source de magma que le groupe NF1. L'apparentement des groupes NF1 et NF3 est donc issu d'une interprétation pétrogénétique, se

basant sur l'enrichissement progressif en éléments en traces incompatibles ainsi que l'appauvrissement en Ti par fractionnement de spinelles de fer-titane au cours de la différentiation.

## 6.2.2. Le Groupe de Blake River

#### 6.2.2.1. Les roches mafiques à intermédiaires

Les compositions et affinités magmatiques des groupes mafiques à intermédiaires du GBR (BRM1, BRM2, BRM3 et BRM4) sont présentées à la Figure 6-9. Le groupe le moins différentié est le BRM3 (Figure 6-9A), avec une composition de basalte à basalte/andésite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,006) selon le diagramme de Winchester et Floyd (1977). Son affinité est tholéiitique à transitionnelle, sans dominance marquée d'un caractère sur l'autre. Le groupe BRM1 est légèrement plus différentié (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,011), présentant des compositions allant de basalte à andésite en passant par andésite/basalte, ce dernier champ étant le plus représenté. Les échantillons de ce groupe occupent aussi bien le domaine transitionnel que calco-alcalin, malgré quelques échantillons montrant un caractère tholéiitique (Figure 6-9B, C et D). La composition du groupe BRM2 est sensiblement similaire à celle du groupe BRM1, avec cependant une dominance légère des andésites (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,013). Son affinité est largement calco-alcaline, nonobstant quelques échantillons à caractère transitionnel. Le groupe BRM4 est le plus homogène en termes de composition, avec une majorité d'échantillons de composition andésite/basalte (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,02). Son affinité va de tholéiitique à transitionnelle, cette dernière étant plus représentée.

Ici encore, ces observations peuvent être comparées aux relations qui existent entre les groupes statistiques et les vecteurs calculées par l'ACP (Figure 6-3B). Ainsi, le vecteur Zr/Ti (illustrant la différentiation) permet de séparer de manière optimale le groupe BRM3 du groupe BRM4 (c'està-dire qu'il n'y a pas de superposition de ces groupes en regard du vecteur Zr/Ti sur les figures 6-3B, 6-9A); les groupes BRM1 et BRM2 sont eux difficiles à discriminer entre eux avec ce vecteur. Le vecteur La/Yb (illustrant l'affinité magmatique) permet de séparer de manière optimale le groupe BRM2 des groupes BRM3 ou BRM4, mais ne permet pas de distinguer le groupe BRM3 du groupe BRM4 et montre globalement d'importantes superpositions entre les groupes BRM1, BRM3 et BRM4. Par ailleurs, les groupes BRM1 et BRM2 sont discernables l'un de l'autre sur le double-graphe de la Figure 6-3B car ils ne présentent pas de superposition à l'endroit du vecteur La/Yb, contrairement à ce qui peut être observé sur les diagrammes d'affinité magmatique (Figure 6-9B, C et D). Ceci suggère que l'utilisation des seuls rapports La/Yb et Zr/Ti n'est pas suffisante à l'identification de groupes géochimiques qui auraient une gamme de composition similaire pour ces deux rapports. L'emploi d'un troisième vecteur (Th/Nb) comme facteur discriminant au sein des roches mafiques à intermédiaires du GBR semble dès lors pertinent.



Figure 6-9. Caractéristiques géochimiques des roches mafiques à intermédiaires du GBR. A. Diagramme de classification des roches volcaniques de Winchester et Floyd (1977) utilisant les rapports d'éléments immobiles. B. Diagramme de Ross et Bédard (2009) identifiant l'affinité magmatique. C et D. Diagrammes La vs Yb et Zr vs Y identifiant l'affinité magmatique; limites de Barrett et MacLean (1999).

Les diagrammes multi-élémentaires des groupes mafiques à intermédiaires du GBR sont présentés à la Figure 6-10. Hormis les valeurs de Ti, l'allure générale des spectres moyens montre

des similitudes entre les groupes BRM1 et BRM2 et entre les groupes BRM3 et BRM4 (Figure 6-10A). Le groupe BRM2 (Figure 6-10E) montre le fractionnement en ETR lourds par rapport aux ETR légères le plus prononcé ([La/Yb]<sub>N</sub>=6,35), un fractionnement moyen des ETR légères ([La/Sm]<sub>N</sub>=2,84) et restreint des ETR lourds ([Gd/Lu]<sub>N</sub>=1,52), ainsi qu'une anomalie négative importante en Nb ([Th/Nb]<sub>N</sub>=3,50). Le groupe BRM1 partage des caractéristiques similaires mais de plus faible amplitude: la pente des ETR est modérée ([La/Yb]<sub>N</sub>=3,59); les ETR légères sont faiblement fractionnées ([La/Sm]<sub>N</sub>=2,08); les ETR lourds ne présentent pas de fractionnement notable ([Gd/Lu]<sub>N</sub>=1,30); l'anomalie négative en Nb est faible ([Th/Nb]<sub>N</sub>=1,98).

Les groupes BRM3 (Figure 6-10B) et BRM4 (Figure 6-10C) montrent des spectres globalement plus plats, illustrant un fractionnement limité des ETR lourds par rapports aux ETR légères ([La/Yb]<sub>N</sub>=1,95 et 2,05 pour BRM3 et BRM4 respectivement), un fractionnement négligeable des ETR légères ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,44 et 1,53 pour BRM3 et BRM4 respectivement) et fractionnement en ETR lourds neutre pour les deux groupes. Les anomalies négatives en Nb sont faibles ([Th/Nb]<sub>N</sub>=1,28 et 1,56 pour BRM3 et BRM4 respectivement). Les spectres des groupes BRM3 et BRM4 démontrent un parallélisme presque parfait, à l'exception de la présence d'une anomalie négative en Ti pour BRM4, pouvant suggérer que le groupe BRM4 ait été formé par différentiation magmatique à partir de la même source de magma que celle du groupe BRM3. Encore une fois, les observations faites sur les diagrammes multi-élémentaires en termes d'anomalie en Ti et de fractionnement des ETR lourds par rapport aux ETR légères (pente La/Yb) sont corrélables avec les observations faites sur les diagrammes présentant les résultats des ACP (Figure 6-3B et C). L'apparentement des groupes BRM3 et BRM4 est à nouveau issu de considérations pétrogénétiques basées sur le comportement des éléments en traces incompatibles et du Ti lors de la différentiation magmatique. Cet apparentement est à différentier de la formation des groupes statistiques, basée purement sur l'évolution de la variance. Ceci explique qu'il soit possible d'apparenter deux groupes pourtant distincts sur le dendrogramme (Figure 6-3A).



Figure 6-10. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches mafiques à intermédiaires du GBR normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). A. Diagramme multi-élémentaire représentant les spectres moyens pour les quatre groupes présentés. B, C, D, E. Diagrammes multi-élémentaires présentant tous les échantillons des quatre groupes.

#### 6.2.2.2. Les roches felsiques

Les compositions et affinités magmatiques des groupes felsiques du GBR (BRF1, BRF2, BRF3 et BRF4) sont présentées à la Figure 6-11. Le groupe BRF2 apparait comme le plus différentié, avec une composition rhyolitique (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,21). Son affinité est tholéiitique à transitionnelle, ce dernier caractère étant largement dominant (Figure 6-11B, C et D). Les groupes BRF1 et BRF3 montrent des compositions similaires, essentiellement de dacite/rhyodacite, et plus minoritairement de rhyolite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,08 et 0,07 pour BRF1 et BRF3 respectivement). L'affinité très variable du groupe BRF1 va de tholéiitique à calco-alcaline, mais le caractère transitionnel est le plus représenté. Le groupe BRF3 montre des échantillons répartis équitablement dans les champs transitionnels et calco-alcalin (Figure 6-11B). Le groupe BRF4 affiche exclusivement une composition de rhyodacite/dacite (Zr/(TiO<sub>2</sub>\*10000)=0,05) d'affinité calco-alcaline.

Les observations faites sur les diagrammes discriminant la composition et l'affinité peuvent être comparées aux relations qui existent entre les groupes et les vecteurs calculés par l'ACP (Figure 6-4B). Ainsi, le vecteur Zr/Ti permet de distinguer le groupe BRF2 des trois autres groupes. La combinaison des vecteurs La/Yb et Th/Nb permet une séparation claire du groupe BRF4 des autres groupes. Cette combinaison sépare aussi BRF1 de BRF3, qui correspondant à la troisième subdivision sur le dendrogramme de la Figure 6-4A ainsi qu'à la CP3 sur la Figure 6-4C (BRF1 occupe plus largement les valeurs négatives de la CP3 alors que BRF3 occupe majoritairement les valeurs positives). L'utilisation d'un troisième vecteur (Th/Nb) comme facteur discriminant pour différentier des groupes géochimiques au sein des roches felsiques du GBR semble dès lors intéressant. Malgré une légère superposition des groupes BRF1 et BRF3 en regard des vecteurs La/Yb et Th/Nb, l'étude de leurs diagrammes multi-élémentaires ci-dessous va préciser la pertinence de garder ces deux groupes séparés.

Les diagrammes multi-élémentaires des groupes felsiques du GBR sont présentés à la Figure 6-12. Le groupe BRF4 se distingue par un profil profondément fractionné en ETR lourds par rapport aux ETR légères ([La/Yb]<sub>N</sub>=9,05) (Figure 6-12A). Les ETR légères montrent également un fractionnement prononcé ([La/Sm]<sub>N</sub>=3,98); le fractionnement des ETR lourds est négligeable [Gd/Lu]<sub>N</sub>=1,47) et l'anomalie négative en Nb est majeure ([Th/Nb]<sub>N</sub>=6,74). Le profil concave en ETR lourdes est une caractéristique du groupe BRF4 et laisse supposer la présence de hornblende dans la source.



Figure 6-11. Caractéristiques géochimiques des roches felsiques du GBR. A. Diagramme de classification des roches volcaniques de Winchester et Floyd (1977) utilisant les rapports d'éléments immobiles. B. Diagramme de Ross et Bédard (2009) identifiant l'affinité magmatique. C et D. Diagrammes La vs Yb et Zr vs Y identifiant l'affinité magmatique; limites de Barrett et MacLean (1999).

Le groupe BRF2 est caractérisé par des concentrations élevées pour les éléments présentés, de 25 à 60 fois celles du manteau primitif en moyenne. Les spectres de ce groupe sont relativement plats (hormis la profonde anomalie négative en Ti), n'illustrant qu'un fractionnement faible en ETR lourds par rapport aux ETR légères ([La/Yb]<sub>N</sub>=2,21). Les ETR légères montrent également un fractionnement faible ([La/Sm]<sub>N</sub>=1,72); les ETR lourds présentent un profil neutre sans fractionnement. L'anomalie négative en Nb est restreinte ([Th/Nb]<sub>N</sub>=1,87). Ce profil est comparable en tout point à celui du groupe BRF1, hormis que ce dernier présente des

concentrations de l'ordre de 13 à 30 fois le manteau primitif et une anomalie en Ti moindre. Ces similitudes laissent supposer une origine commune des magmas à l'origine de ces deux groupes.

Le groupe BRF3 présente une pente des ETR, un fractionnement des ETR légères et une anomalie négative en Nb modérées, mais sensiblement plus élevé que pour les groupes BRF1 et BRF2 ( $[La/Yb]_N=3,11$ ;  $[La/Sm]_N=1,76$ ; Th/Nb]\_N=2,82). Les ETR lourds montrent un profil neutre.

## 6.2.3. Récapitulatif des caractéristiques géochimiques

L'ensemble des caractéristiques géochimiques propres à chaque groupe et discutées ci-dessus est répertorié au Tableau 6-5. Ce tableau synthétise autant les classes statistiques de la formation de Noranda, NM1 à NM5 et NF1 à NF3 (haut du tableau) que celles de l'ensemble du GBR, BRM1 à BRM4 et BRF1 à BRF4 (bas du tableau). Il est à noter que le groupe NM1 de la formation de Noranda n'est pas le même groupe BRM1 de l'ensemble du GRB, et ainsi de suite, puisqu'ils viennent de l'analyse statistique de deux bases de données différentes (une étant un sous-ensemble de l'autre). Lorsque plusieurs compositions ou affinités existent pour un groupe, le caractère dominant (s'il y en a un) est identifié en gras. Ce tableau permet de comparer rapidement les caractéristiques géochimiques des groupes et de distinguer des traits communs à travers les groupes mafiques et felsiques.

Les deux grands ensembles évoqués pour les groupes mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda (transitionnels à calco-alcalins pour NM1-NM2 et tholéiitiques à transitionnels pour NM3-NM4-NM5) peuvent être associés à deux ensembles de roches felsiques : transitionnel à calco-alcalin pour NF2 et transitionnel pour NF1 et NF3. Ainsi, la formation de Noranda serait composée géostatistiquement de deux ensembles de roches avec des signatures géochimiques propres :

- Un ensemble d'affinité tholéiitique à transitionnelle (NOR1, avec l'affinité transitionnelle dominante), comprenant les groupes NM5, NM3, NM4, NF1 et NF3 (du moins différentié au plus différentié, Figure 6-13A).
- Un ensemble d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (NOR2, avec l'affinité calcoalcaline dominante), composé des groupes NM2, NM1 et NF2 (du moins différentié au plus différentié, Figure 6-13B).



Figure 6-12. Diagrammes multi-élémentaires pour les roches felsiques du GBR normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). A. Diagramme multi-élémentaire représentant les spectres moyens pour les trois groupes présentés. B, C, D, E. Diagrammes multi-élémentaires présentant tous les échantillons des trois groupes.

Pour la totalité des données du GBR, trois ensembles sont identifiés d'après l'allure des diagrammes multi-élémentaires:

- Un ensemble d'affinité tholéiitique à majoritairement transitionnelle (GBR1), composé des groupes BRM3, BRM4, BRF1 et BRF2 (du moins différentié au plus différentié, Figure 6-13C).
- Un ensemble d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (GBR2), composé des groupes BRM1 et BRF3 (Figure 6-13D).
- Un ensemble d'affinité calco-alcaline (GBR3), composé des groupes BRM2 et BRF4 (Figure 6-13E).

Ces ensembles géochimiques seront discutés en termes d'évolution spatio-temporelle au sein du GBR ainsi que de pétrogenèse au chapitre 7.

Le fait de former des ensembles géochimiques en réunissant les groupes identifiés statistiquement n'invalide pas l'intérêt de leur élaboration car ils permettent de visualiser les caractéristiques géochimiques à un plus fin niveau de détail, essentiellement en termes de différentiation. En effet, la première subdivision sur les dendrogrammes, ainsi que la CP1, représentent généralement une subdivision en termes d'affinité magmatique car la contribution des rapports La/Yb et Th/Nb est exclusive (lorsque l'ensemble du GBR est considéré) ou dominante avec Zr/Ti minoritaire (lorsque la formation de Noranda est considérée). La seconde subdivision, ainsi que la CP2, sont, elles, majoritairement tributaire de la différentiation, car la contribution du rapport Zr/Ti est largement dominante (lorsque l'ensemble du GBR est considéré) ou partagée avec le rapport Th/Nb (lorsque la formation de Noranda est considérée). La réunion de groupes statistiques permet donc de former des ensembles de même affinité, tout en distinguant des sous-groupes avec des niveaux de différentiation différents.

Tableau 6-5. Tableau récapitulant les caractéristiques géochimiques des groupes formés statistiquement. Lorsqu'un caractère dominant existe pour les compositions ou les affinités, celui-ci est indiqué en gras. Les ratios géochimiques sont des valeurs moyennes.

Groupes	Composition	Affinité	La/Yb	La/Sm	Gd/Lu	Th/Nb	Zr/TiO <sub>2</sub>

Groupes des roches mafiques à intermédiaires de la formation de Noranda

NM1	Andésite/basalte-andésite	TransCA	3,36	2,09	1,29	2,30	0,014
NM2	Andésite/basalte-andésite	TransCA	4,34	2,23	1,47	1,90	0,011
NM3	Basalte-andésite/basalte	Trans.	2,54	1,65	1,31	1,28	0,007
NM4	Andésite/basalte	Th <b>Trans</b> .	2,60	1,63	1,26	1,21	0,011
NM5	Basalte	ThTrans.	2,32	1,63	1,24	1,15	0,003

Groupes des roches felsiques de la formation de Noranda

NF1	Andésite- <b>rhyodacite/dacite</b> -rhyolite	Trans.	2,54	1,82	1,08	1,47	0,080
NF2	Rhyodacite/dacite-rhyolite	TransCA	3,12	2,18	1,08	2,19	0,076
NF3	Rhyolite	Trans.	2,16	1,67	1,11	1,71	0,252

Groupes des roches mafiques à intermédiaires du GBR

BRM1	Basalte-andésite/basalte-andésite	TransCA	3,59	2,08	1,30	1,98	0,011
BRM2	Basalte-andésite/basalte-andésite	TransCA	6,35	2,84	1,52	3,50	0,013
BRM3	Basalte-andésite/basalte	ThTrans.	1,95	1,44	1,15	1,28	0,006
BRM4	Andésite/basalte- <b>andésite</b>	ThTrans.	2,05	1,53	1,10	1,56	0,020

Groupes des roches felsiques du GBR

BRF1	Rhyodacite/dacite-rhyolite	Th <b>Trans</b> CA	2,29	1,76	0,98	1,67	0,083
BRF2	Rhyolite	Th <b>Trans.</b>	2,21	1,72	1,00	1,87	0,212
BRF3	Rhyodacite/dacite-rhyolite	TransCA	3,11	2,21	1,03	2,82	0,072
BRF4	Rhyodacite/dacite	СА	9,05	3,98	1,47	6,74	0,046


Figure 6-13. Diagrammes multi-élémentaires illustrant les ensembles géochimiques formés pour la formation de Noranda et le GBR, normalisés aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). A. Ensemble tholéiitique à transitionnel de Noranda (NOR1). B. Ensemble transitionnel à calco-alcalin de Noranda (NOR2). C. Ensemble tholéiitique à transitionnel du GBR (GBR1). D. Ensemble transitionnel à calco-alcalin du GBR (GBR2). E. Ensemble calco-alcalin du GBR (GBR3).

# **CHAPITRE 7.** Discussion

Un des objectifs principaux de ce travail est d'identifier l'existence, ou non, de corrélations entre la géochimie, la minéralisation, la stratigraphie et les datations pour la formation de Noranda ainsi que pour l'ensemble du GBR. Pour répondre à cet objectif, cinq questions ont été formulées :

- 1) Existe-t-il une corrélation entre la classification géochimique des roches volcaniques de la formation de Noranda et le schéma stratigraphique proposé dans la littérature ?
- 2) La classification géochimique des roches volcaniques du GBR peut-elle servir à identifier un schéma stratigraphique à travers l'ensemble du GBR ?
- 3) Existe-t-il une évolution de la composition et de l'affinité magmatique des roches volcaniques du GBR qui puisse être corrélée avec le schéma temporel fourni par les datations ?
- 4) Au sein du GBR, existe-t-il une, ou des, composition(s) géochimique(s) et/ou affinité(s) magmatique(s) caractéristique(s) des roches hôtes qui est systématiquement indicatrice ou favorable aux gisements de SMV ?
- 5) Existe-t-il une, ou des, période(s), favorable(s) à la mise en place de gisements de SMV au sein du GBR ?

Les éléments de réponses à ces questions seront apportés à travers les deux premières sections de ce chapitre consacrées à la formation de Noranda en particulier (7.1) et au GBR dans son ensemble (7.2). Les liens entre la stratigraphie, la géochimie et les minéralisations de SMV seront étudiés pour ces deux échelles. Bien que cela dépasse les objectifs spécifiques de ce projet de recherche, la compilation d'autant d'information géochimique donne également l'opportunité de discuter, de façon très spéculative à ce stade, de la pétrogenèse et du contexte géodynamique de mise en place des roches volcaniques du GBR, ce qui sera le sujet de la dernière section de ce chapitre (7.3).

La stratigraphie du GBR et de la formation de Noranda a été vue en détail dans le chapitre 2 de ce travail. La discussion ci-dessous se base principalement sur les plus récentes interprétations stratigraphiques de Goutier *et al.* (en préparation) ainsi que sur les conclusions issues du travail de datation-chronostratigraphie de McNicoll *et al.* (2014).

# 7.1. La formation de Noranda

# 7.1.1 Caractéristiques générales

En considérant les groupes géochimiques formés grâce aux analyses statistiques (chapitre 6), la formation de Noranda (n = 321) est dominée par les roches felsiques en termes de nombres d'échantillons (63%); le groupe felsique NF1 est le plus représenté (27%), suivi par le groupe NF3 (21%). Le groupe mafique le plus répandu est le groupe NM4 (12%) (Figure 7-1). Lorsque les blocs de Flavrian (n = 145) et de Powell (n = 176) sont considérés séparément, une répartition très différente des échantillons mafiques et felsiques est observée. Les roches mafiques représentent la part majoritaire (63%) du bloc de Flavrian; 26% des échantillons appartiennent au groupe NM4 et 23% au groupe NF1. Le bloc de Powell est caractérisé par une prépondérance majeure de roches felsiques (85%), provenant essentiellement des groupes NF3 (38%) et NF1 (31%). Il est judicieux de noter ici que ces proportions relatives peuvent refléter un certain biais, comme par exemple le sur-échantillonnage d'une zone d'intérêt économique. C'est le cas du membre de Cyprus dans le bloc de Powell, qui a fait l'objet d'un échantillonnage important dans le secteur de l'indice Pinkos et qui contribue pour 92% au groupe NF3 en considérant la totalité de la formation de Noranda.



Figure 7-1. Diagrammes représentant les proportions relatives des différents groupes mafiques et felsiques de la formation de Noranda et des blocs de Flavrian et de Powell.

Les ensembles NOR1 (échantillons d'affinité tholéiitique à majoritairement transitionnelle, NM3, NM4, NM5, NF1 et NF3) et NOR2 (échantillons d'affinité transitionnelle à majoritairement calcoalcaline, NM1, NM2 et NF2) ont été définis au chapitre précédant. La formation de Noranda dans son ensemble ainsi que les blocs de Flavrian et de Powell sont composés en majorité de l'ensemble NOR1 (à 70%, 61% et 77%, respectivement).

### 7.1.2 Distribution géographique des groupes géochimiques

Au sein de la formation de Noranda il existe une contrainte stratigraphique forte due aux nombreux travaux qui y ont été menés (voir chapitre 2). Tant pour le bloc de Flavrian que celui de Powell, les roches volcaniques forment une séquence monoclinale, orientée NO-SE avec des pendages compris entre 5 et 55° vers le NE (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Watkinson, 1990). La polarité stratigraphique est orientée vers le NE. Les cartes présentées aux Figures 7-2 et 7-3 illustrent la localisation des échantillons respectivement de composition mafique à intermédiaire et de composition felsique pour la formation de Noranda. La Figure 7-4 indique la localisation des échantillons, regroupés selon les ensembles NOR1 et NOR2.

#### 7.1.2.1 Bloc de Flavrian

En plus d'illustrer l'association spatiale des groupes NM1-NM2 et NM3-NM4, l'étude de la Figure 7-2 met en évidence deux tendances au sein du bloc de Flavrian: (1) les échantillons des groupes NM3 et NM4 occupent principalement les membres stratigraphiquement inférieurs (Rusty Ridge et Amulet inférieure) et supérieurs (Newbec et Alembert) (ces membres comptent au minimum un tiers d'échantillons des groupes NM3 et NM4, et ces deux groupes sont peu présents dans les autre membres du bloc de Flavrian); (2) les échantillons des groupes NM1 et NM2 représentent une proportion importante (≥36%) des échantillons dans les membres centraux (Amulet supérieure et Waite), tout en présentant un proportion non négligeable dans d'autres membres (Amulet inférieure, Despina et Flavrian). Par ailleurs, le membre de Rusty Ridge abrite le plus important contingent d'échantillons des groupes NM3 et NM4 pour toute la formation de Noranda. Ceci est également vrai pour le membre d'Amulet supérieure concernant les groupes NM1 et NM2. Concernant les roches felsiques (Figure 7-3), le groupe NF1 est présent (nonexclusivement) dans l'ensemble des niveaux stratigraphiques. Le groupe NF2 se situe principalement à un niveau stratigraphique bas, dans le membre de Northwest, ainsi que dans les membres de Héré et de Bedford Hill. Le groupe NF3 n'est présent que dans le membre de Newbec (2 échantillons). En considérant les ensembles géochimiques NOR1 et NOR2, il est montré à la Figure 7-4 que la base et le sommet stratigraphique du Bloc de Flavrian est occupé principalement par des échantillons d'affinité tholéiitique à transitionnelle alors que l'ensemble NOR2 (affinité transitionnelle à calco-alcaline) occupe préférentiellement les membres centraux.



Figure 7-2. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des échantillons mafiques à intermédiaires, des principaux gisements de SMV et des âges U-Pb disponibles (McNicoll *et al.*, 2014).



Figure 7-3. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des échantillons felsiques, des principaux gisements de SMV et des âges U-Pb disponibles (McNicoll *et al.*, 2014)

### 7.1.2.2 Bloc de Powell

La distribution des échantillons mafiques à intermédiaires dans le bloc de Powell ne permet pas d'établir de tendances spécifiques, hormis la présence exclusive du groupe M5 dans le membre de Delbridge (Figure 7-2). Concernant les roches felsiques, les échantillons du groupe NF1 (dacites/rhyodacites transitionnelles) sont principalement répartis dans les membres de Quémont, Delbridge et de la rhyolite de Don (Figure 7-3). Le membre de Quémont abrite 20% des échantillons du groupe NF1 de la formation de Noranda et n'est composé que de ce groupe. Il existe donc une corrélation forte entre ce membre et le groupe NF1. Le groupe NF2 est essentiellement présent dans les membres de Delbridge, Cyprus et Pump House. Le membre de Delbridge est de surcroit le membre comportant la portion la plus importante d'échantillons du groupe NF2 de toute la formation de Noranda. Le groupe NF3 occupe principalement les membres stratigraphiquement supérieurs tels que Cyprus et Mespi ainsi que Delbridge. La répartition des

échantillons selon les ensembles NOR1 et NOR2 (Figure 7-4) dans le Bloc de Powell ne permet pas d'identifier de tendance stratigraphique claire.



Figure 7-4. Carte stratigraphique de la formation de Noranda avec la localisation des échantillons selon les ensembles NOR1 et NOR2, des principaux gisements de SMV et des âges U-Pb disponibles (McNicoll *et al.*, 2014).

### 7.1.2.3 Représentativité des membres et diversité géochimique

La composition géochimique de chacun des membres de la formation de Noranda est illustrée schématiquement à la Figure 7-5. On note que certains membres ne sont caractérisés que par un ou deux échantillons géochimiques, et donc que certaines parties de la formation de Noranda restent mal connues. On remarque aussi que certains membres contiennent plusieurs groupes géochimiques. Par exemple, dans le bloc de Flavrian, pour les membres comprenant six échantillons ou plus, la plupart contiennent quatre à cinq groupes géochimiques, y compris des mélanges de roches mafiques/intermédiaires et de roches felsiques.



Figure 7-5. Diagrammes représentant les proportions relatives des différents groupes mafiques et felsiques pour les membres de la formation de Noranda. Les membres ne présentant qu'un seul échantillon ne sont pas représentées (Brèche de Newbec, Cranston et Norque).

## 7.1.3 Identification d'un schéma stratigraphique

Les observations faites sur les cartes ci-dessus ont été intégrées dans un schéma stratigraphique à la Figure 7-6. Cette figure reprend les membres du bloc de Flavrian ainsi que les trois membres datés du bloc de Powell (Quémont, Pump House et Cyprus), pouvant donc être positionnées par rapport aux membres du bloc de Flavrian. Les membres de Millenbach, Amulet supérieur et Waite sont reportées suivant un ordre arbitraire. En effet, selon la coupe de la formation de Noranda de Gibson et Watkinson (1990) présentée à la Figure 2-12 (chapitre 2), le membre d'Amulet supérieur est surmontée au nord par le membre de Waite et au sud par celui de Millenbach; le membre de l'Andésite d'Amulet recouvre ensuite l'ensemble de ces unités. La nomenclature utilisée par Goutier *et al.* (en préparation) et reprise dans ce travail, qui consiste à rassembler dans un seul membre les membres d'Amulet supérieur et d'Andésite d'Amulet, ne permet pas une vue si nette de la stratigraphie dans ce secteur. La Figure 7-6A représente les proportions des différents groupes géochimiques mafiques et felsiques; la Figure 7-6B illustre les ensembles d'affinité NOR1 et NOR2.

L'étude conjointe des Figure 7-6A et B permet d'identifier cinq épisodes au sein des 12 membres présentés pour la formation de Noranda. Le premier épisode est représenté par le seul membre de Quémont, daté à environ 2702 Ma, et composée exclusivement du groupe géochimique felsique NF1 (gamme de composition allant d'andésite à rhyolite, affinité transitionnelle). Le second épisode englobe les membres de Pump House (environ 2700 Ma), Flavrian et Northwest. Ces membres sont essentiellement felsiques (à bimodal mafique pour Flavrian) et dominés par l'ensemble NOR2 d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Les membres de Rusty Ridge et d'Amulet inférieur forment le troisième épisode. Ces unités comptent une grande majorité d'échantillons mafiques; le caractère tholéiitique à transitionnel est dominant (ensemble NOR1). Le quatrième épisode est formé des membres de Millenbach (environ 2698 Ma), Amulet supérieur et Waite. Leur composition est bimodale (à mafique pour le membre d'Amulet supérieur) et leur affinité majoritairement transitionnelle à calco-alcaline (environ 2698 Ma), Amulet supérieur et Waite. Leur composition est bimodale (à mafique pour le membre d'Amulet supérieur) et leur affinité majoritairement transitionnelle à calco-alcaline (environ 2698 Ma), Amulet supérieur et Waite des membres de Newbec, Alembert et Cyprus (environ 2696 Ma) dont la composition va de bimodale à felsique (pour le membre de Cyprus) et l'affinité est largement tholéilitique à transitionnelle (ensemble NOR1).

La trame temporelle fixée par les datations et la caractérisation géochimique des membres permet donc de proposer un schéma stratigraphique de la formation de Noranda. Ce schéma repose sur

l'alternance systématique de l'affinité magmatique (NOR1 versus NOR2) d'un épisode à l'autre. La composition varie également avec la stratigraphie, passant d'une dominance felsique pour les deux premiers épisodes à bimodal-mafique pour les deux seconds et à bimodal-felsique pour le dernier. Les épisodes 1 à 5 contiennent tous de la minéralisation. Il est intéressant de noter que les membres abritant l'essentiel de la minéralisation du camp central de Noranda (Millenbach et Waite) appartiennent au quatrième épisode stratigraphique.



Figure 7-6. A. Diagramme illustrant les proportions relatives des différents groupes mafiques (NM1, NM2, NM3, NM4, NM5) et felsique (NF1, NF2, NF3) pour les membres du bloc de Flavrian selon la polarité stratigraphique. B. Idem pour les groupes d'affinité tholéiitique à transitionnelle (NOR1 = NM3+NM4+NM5+NF1+NF2) et transitionnelle à calco-alcaline (NOR2 = NM1+NM2+NF2).

## 7.1.3.1 Comparaison avec les schémas stratigraphiques de la littérature

Le façonnement d'ensembles stratigraphiques de compositions et/ou d'affinités distinctes a déjà été proposé par différents auteurs pour le secteur de la formation de Noranda (voir chapitre 2).

### Le schéma stratigraphique de Gélinas et al. (1984)

Gélinas *et al.* (1984) proposent un schéma stratigraphique en cinq épisodes basé sur l'alternance de l'affinité magmatique (Figure 2-8). Ces auteurs utilisent dans un premier temps les éléments majeurs pour définir l'affinité magmatique (diagramme AFM : Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs FeOt vs MgO) avant de confirmer leurs observations grâce aux éléments en traces. Dans leur schéma, quatre unités composent la formation de Noranda telle que définie dans ce travail : celles de Duprat-Montbray, Dufault, Tremoy et Cléricy. Leurs affinités définies par Gélinas et al., (1984) sont détaillées cidessous et comparées aux observations faites dans ce travail.

- L'unité tholéiitique et calco-alcaline de Duprat-Montbray correspond aux membres de Flavrian, de Northwest et Rusty Ridge. Ce travail démontre au contraire l'affinité strictement transitionnelle de ces membres;
- L'unité calco-alcaline de Dufault correspond aux membres d'Amulet inférieur et supérieur, Waite, Millenbach, Héré, Bedford, Despina, Insco, Powell, Pump House, Joliet, Quémont. Ce travail met en évidence que seul le membre d'Héré dans l'unité de Dufault est exclusivement calco-alcalin, les autres membres sont transitionnels à calco-alcalins;
- L'unité tholéiitique de Tremoy correspond aux membres de Newbec, Don, South Bay, Delbridge et Mespi. Ce travail montre que l'unité de Tremoy ne peut être considérée comme tholéiitique car seuls les membres de Mespi et de Delbridge présentent des échantillons de cette affinité;
- 4) L'unité calco-alcaline de Cléricy correspond aux membres d'Alembert et de Cyprus. Ce travail met en évidence une gamme d'affinité allant de tholéiitique à transitionnelle pour la portion de l'unité de Cléricy se situant dans la formation de Noranda.

Du point de vue chronologique, les datations (McNicoll *et al.*, 2014) ont pu mettre évidence que la rhyolite de Quémont se met en place avant tous les autres membres de la formation de Noranda.

#### Les travaux de datations U-Pb de McNicoll et al. (2014)

Les travaux de géochronologie de McNicoll *et al.* (2014) ont permis de définir quatre épisodes de volcanisme sur l'ensemble du GBR:

- Le premier épisode (2704 à 2702 Ma), se compose majoritairement de basaltes tholéiitiques, avec localement des centres rhyolitiques. Au sein du GBR, cet épisode inclus la Formation d'Hébécourt, la formation de Horne, la rhyolite de Quémont (et la succession volcanique felsique associée dans la formation de Quémont) ainsi que la rhyolite de Fabie (formation de Duprat-Montbray);
- 2) Le second épisode (<2702-2699,5 Ma) enregistre un volcanisme abondant de composition bimodale dans la partie centrale du GBR. Les rhyolites datées de cette période sont les rhyolites de Duprat, du Lac Maron, de Four Corners, le sill felsique d'Aldermac (formation de Duprat-Montbray) ainsi que les rhyolites d'Évain (formation de Rouyn-Pelletier) et de Pump House (formation de Noranda);
- 3) Le troisième épisode (2699,5-2697 Ma) est caractérisé par la mise en place des roches volcaniques bimodales à dominance mafique, d'affinité tholéiitique à transitionnelle, dans la séquence des mines de Noranda et les formations de Duprat-Montbray et de Reneault-Dufresnoy. La Formation de Bousquet, caractérisée par des dômes intermédiaires à felsiques, d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et associés à des roches volcanoclastiques de composition intermédiaire, se met en place également durant cet épisode;
- 4) Le dernier épisode (2697-2695 Ma) est dominé par les roches volcaniques felsiques tholéiitiques, essentiellement dans la partie Est du GBR. Ceci inclus les rhyolites de Fish Roe, d'Alembert, de Cyprus (formation de Noranda), ainsi que les rhyolites de Reneault-Dufresnoy et de Montbrun (formation de Reneault-Dufresnoy).

Ces épisodes sont illustrés à la Figure 7-7. Cette figure est interprétative car elle représente une extrapolation des âges disponibles aux unités felsiques adjacentes tout en intégrant les contraintes géochronologiques liées aux datations de roches intrusives. Les quatre épisodes volcaniques sont présents à travers différentes portions felsiques des membres de la formation de Noranda (comprise dans l'encadré sur la Figure 7-7), de sorte qu'ils permettent d'en établir un cadre stratigraphique partiel. Le membre de Quémont est le seul de la formation de Noranda témoignant du premier épisode de volcanisme du GBR. Le second épisode voit la mise en place

des membres de Pump House, de la rhyolite de Don, de Flavrian et de Northwest. Les membres de Mespi, Héré, Insco, Amulet inférieur et Waite sont issues du troisième épisode de volcanisme. Le dernier épisode est illustré par les membres d'Alembert et de Cyprus.



Figure 7-7. Carte de la partie québécoise du GBR illustrant la distribution des âges connus des roches volcaniques et intrusives. AF = faille Andésite, BF = faille de Beauchastel, BFS = cisaillement de Baie Fabie, CF = faille Cadillac, DF = faille d'Alembert, HF = faille de Horne Creek, PDF = faille de Porcupine-Destor, R-N = ville de Rouyn-Noranda. La portion encadrée contient la formation de Noranda. D'après McNicoll *et al.* (2014).

Les épisodes stratigraphiques basés sur les interprétations de groupes géochimiques statistiques proposés dans cette étude (Figure 7-6) et les épisodes volcaniques, surtout basés sur la géochronologie, présentés par McNicoll *et al.* (2014) montrent certaines similitudes en termes de composition, d'affinité ou de membres concernés. La différence principale entre les deux études est de considérer quatre épisodes volcaniques, pour l'ensemble du GBR, sur la base des datations (McNicoll *et al.*, 2014), alors que cinq épisodes sont proposés sur la base de la géochimie et de la stratigraphie détaillée existante dans ce travail pour la seule formation de Noranda. En effet, au troisième épisode de McNicoll *et al.* (2014), regroupant les membres de

Mespi, Insco, Héré, Amulet inférieur et Waite, défini de composition bimodale-mafique et d'affinité tholéiitique à transitionnelle, correspondent deux épisodes stratigraphiques différents dans la formation de Noranda. Le premier englobe les membres de Rusty Ridge et d'Amulet inférieur, est de composition mafique et d'affinité tholéiitique à transitionnelle. Le second réuni les membres de Millenbach, d'Amulet supérieur et de Waite, est de composition mafique et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline.

Les deux autres différences avec le schéma de McNicoll *et al.* (2014) sont de considérer dans ce travail 1) le second épisode comme étant de composition felsique et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et non bimodal; 2) le dernier épisode comme étant de composition mafique à felsique et non uniquement felsique.

Les interprétations des résultats de cette étude s'alignent donc de manière générale sur les conclusions de McNicoll *et al.* (2014) en apportant certaines précisions sur la composition, l'affinité ou le regroupement de membres au sein d'un même épisode. Ces précisions tiennent du fait que les interprétations, s'appuyant sur les nombreuses données géochimiques, permettent de faire des corrélations entre des points de datation. De plus, les interprétations se focalisent ici sur la seule formation de Noranda, ce qui peut être différent du cas où l'intégralité du GBR serait considérée. La section dédiée aux interprétations stratigraphiques pour l'ensemble du GBR permettra de comparer les différents schémas proposés.

## 7.1.4 Composition des membres minéralisées de la formation de Noranda

### 7.1.4.1 Composition des roches felsiques associées aux SMV

La composition des roches felsiques associées aux gisements de SMV a été étudiée par Lesher *et al.* (1986; rhyolites archéennes uniquement) et Hart *et al.* (2004). Ces derniers auteurs proposent de différentier cinq types de rhyolites et dacites (FI, FII, FIIIa, FIIIb et FIV) en fonction de leur composition géochimique et de reporter ces groupes sur le diagramme (La/Yb)<sub>n</sub> vs Yb<sub>n</sub>. Les variations de compositions géochimiques observées sont dues à des variations dans les caractéristiques génétiques des magmas (profondeur, température, source), possiblement équivalentes à différents environnements tectoniques de mise en place. Les considérations pétrogénétiques et tectoniques seront abordées plus loin dans ce travail. Selon Hart *et al.* (2004) les rhyolites de type FIII et FIV (affinité tholéiitique) sont les plus fertiles en SMV, spécialement le type FIII qui abriterait les plus grands gisements. Les rhyolites de type FI (affinité alcaline à calcoalcaline) sont abondantes mais souvent stériles, et le type FII (affinité calco-alcaline) accueille de rares gisements de SMV. Cependant, Mercier-Langevin *et al.* (2011b) démontre que de nombreux gisements de SMV riches en or, archéens et plus récents, ont pu se mettre en place en association avec des roches felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (FI et FII). Gaboury et Pearson (2008) montrent également qu'il n'y a pas un type de rhyolite typiquement stérile, chacun d'eux pouvant abriter des gisements de SMV avec des styles de minéralisation différents. Au-delà de la composition géochimique des magmas felsiques, d'autres paramètres tel que la température, le contenu en volatiles des magmas, la présence de failles ou d'intrusions, ou l'architecture volcanique influent sur l'efficacité de la convection hydrothermale et sont donc autant de critères à prendre en considération pour établir la prospectivité des centres felsiques.

Les SMV de « type Noranda » sont définis comme un assemblage lithostratigraphique de type bimodal-mafique. Ce qui signifie que les gisements de SMV sont associés à une séguence volcanique dont les membres sont majoritairement mafigues (>50%) avec de faibles quantités de roches felsiques et des proportions variables de roches sédimentaires. Les roches hôtes de la minéralisation sont communément felsiques mais également mafiques (Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Piercey, 2011). Ce type lithostratigraphique est cependant défini à l'échelle d'un district, ce qui peut expliquer que différents « sous-types » puissent coexister au sein d'un même district. Ainsi, le district de Noranda est considéré comme bimodal-mafique alors que les gisements de Horne et de Quémont (localisés dans le camp Sud) sont encaissés dans des successions constituées majoritairement d'unités felsiques (Franklin et al., 2005). Dans la formation de Noranda, les gisements encaissés dans des roches mafigues, principalement localisés dans le camp Central, sont ceux d'Amulet Upper A (membre d'Amulet supérieur), d'Amulet Lower A (membre de Millenbach), de West Ansil (membre de Rusty Ridge), d'Old Waite (membre de Waite) et de South Dufault (membre de Cyprus) (Tableau 7-1). Les membres les plus prolifiques en termes de tonnage sont ceux de Millenbach et de Waite pour le camp Central, et de Quémont pour le camp Sud et de South Dufault pour le camp Est (en gras dans le Tableau 7-1).

District de Noranda		Membre encaissant	Gisement				
			Amulet C (0,56 Mt)				
		Amulat aupáriaur (1.25 Mt)	Amulet Upper A (0,18 Mt) *				
	Camp Central Sud	Amulet superieur (1,25 Mit)	Amulet A-11 (0,44 Mt)				
	(12,55 Mt)		Sisement     amulet C (0,56 Mt)     amulet Upper A (0,18 Mt) *     amulet A-11 (0,44 Mt)     ake Dufault (0,07 Mt)     Ribago (0,48 Mt)     Corbet (2,65 Mt) *     amulet Lower A (4,69 Mt) *     Millenbach (3,48 Mt)     O-266, #14, #23, D-68     ansil (1,60 Mt)     Vest Ansil (1,13 Mt) *     Yauze (0,36 Mt)     Iorbec (4,60 Mt)     East Waite (1,50 Mt)     Old Waite (1,12 Mt) *     O'Eldona (0,08 Mt)     Delbridge (0,37 Mt)     Quémont (13,91 Mt)     South Dufault (0,22 Mt) *     Vest MacDonald (0,94 Mt)				
		Bedford Hill	Ribago (0,48 Mt)				
		Flavrian	Corbet (2,65 Mt) *				
Camp Central Nord et Sud			Amulet Lower A (4,69 Mt) *				
(Bloc de Flavrian)		Millenbach (8,17 Mt)	Millenbach (3,48 Mt)				
22,86 Mt			D-266, #14, #23, D-68				
		NorthWest	Ansil (1,60 Mt)				
		Rusty Ridge	issement     imulet C (0,56 Mt)     imulet Upper A (0,18 Mt) *     imulet A-11 (0,44 Mt)     ake Dufault (0,07 Mt)     ibago (0,48 Mt)     corbet (2,65 Mt) *     imulet Lower A (4,69 Mt) *     fillenbach (3,48 Mt)     0-266, #14, #23, D-68     insil (1,60 Mt)     Vest Ansil (1,13 Mt) *     auze (0,36 Mt)     lorbec (4,60 Mt)     ast Waite (1,50 Mt)     bld Waite (1,12 Mt) *     'Eldona (0,08 Mt)     belbridge (0,37 Mt)     outh Dufault (0,22 Mt) *     vest MacDonald (0,94 Mt)     Gallen (2,60 Mt)				
	Camp Central Nord		mulet C (0,56 Mt)   mulet Upper A (0,18 Mt) *   mulet A-11 (0,44 Mt)   ake Dufault (0,07 Mt)   tibago (0,48 Mt)   corbet (2,65 Mt) *   mulet Lower A (4,69 Mt) *   fillenbach (3,48 Mt)   o-266, #14, #23, D-68   nsil (1,60 Mt)   Vest Ansil (1,13 Mt) *   rauze (0,36 Mt)   lorbec (4,60 Mt)   cast Waite (1,50 Mt)   old Waite (1,12 Mt) *   VEldona (0,08 Mt)   oelbridge (0,37 Mt)   ouémont (13,91 Mt)   couth Dufault (0,22 Mt) *   vest MacDonald (0,94 Mt)				
	(10,31 Mt)	Waite (7,58 Mt)   Vauze (0,36 Mt)     Norbec (4,60 Mt)					
			East Waite (1,50 Mt)				
			Old Waite (1,12 Mt) *				
		Dolbridge (0.41.Mt)	D'Eldona (0,08 Mt)				
Camp Sud (Bloc de Powell) 14	,32 Mt	Delbhage (0,4 F Mil)	Delbridge (0,37 Mt)				
		Quémont	Quémont (13,91 Mt)				
		Cyprus	South Dufault (0,22 Mt) *				
Camp Est (Bloc de Powell) 3,7	'6 Mt	South Dufoult (2 54 Mt)	West MacDonald (0,94 Mt)				
		South Dulauit (3,54 MII)	Gallen (2,60 Mt)				

Tableau 7-1. Membres minéralisés de la formation de Noranda (Goutier, com. personnelle, 2016).

\* Gisements dont la roche encaissante est mafique.

# 7.1.4.2 Le camp Central, Sud et Est de Noranda

Les 11 membres porteurs de minéralisations au sein de la formation de Noranda sont (Tableau 7-1): Amulet supérieur, Bedford Hill, Flavrian, Millenbach, Northwest, Rusty Ridge et Waite (pour le bloc de Flavrian); Cyprus, Delbridge, Quémont et South Dufault (pour le bloc de Powell). Le bloc de Flavrian regroupe les membres minéralisés associées au camp Central Nord (Northwest, Rusty Ridge et Waite) et Central Sud (Amulet supérieur, Flavrian, Millenbach et Bedford Hill), alors que le bloc de Powell contient celles associées au camp Sud et Est.

Les caractéristiques géochimiques détaillées du camp Central, Sud et Est sont présentées au Tableau 7-2. La Figure 7-8 regroupe des diagrammes multi-élémentaires (A et B), le diagramme de classification des roches felsiques de Hart *et al.* (2004) (E), ainsi que de nouveaux diagrammes

construits à partir des coordonnées issues du calcul des ACP sur les roches mafiques et felsiques de la formation de Noranda (C et D). Le camp Central, qui abrite plus qu'ailleurs des gisements associés à un encaissant mafique, présente une plus grande proportion de roches mafiques. Les camps Sud et Est sont dominés par les roches felsiques, comme déjà évoqué plus haut pour le bloc de Powell. Comme pour l'ensemble de la formation de Noranda, l'assemblage dominant les membres minéralisés est NOR1 (affinité tholéiitique à transitionnelle). Seules les membres d'Amulet supérieur, de Millenbach et de Northwest sont d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (NOR2).

Le camp Central dans son ensemble est composé d'une majorité de roches mafiques issues du groupe NM4 (basaltes et andésites tholéiitiques à transitionnels, Tableau 7-2 et Figure 7-8C). Cette composition reflète la composition du membre de Rusty Ridge, en partie car elle compte la portion majoritaire des échantillons disponibles pour le camp Central. Le deuxième groupe géochimique le plus représenté est le groupe NM2 (andésites basaltiques à andésites, transitionnelles à calco-alcalines). Pour autant, seuls les membres d'Amulet supérieur et de Rusty Ridge sont majoritairement mafiques. Ceux de Bedford Hill et Northwest sont majoritairement felsiques et les autres (Flavrian, Millenbach et Waite) sont bimodaux. Il ne semble pas exister de corrélation particulière entre les membres abritant des gisements encaissés dans des lithologies mafiques en termes de composition ou d'affinité. Sur base des données présentées ici, il apparait que les membres minéralisés du camp Central sont assez hétérogènes en composition et en affinité car les caractéristiques dominantes ne sont pas très marquées. Les échantillons felsiques du camp Central se situent cependant tous dans une aire restreinte sur le diagramme (La/Yb)<sub>N</sub> vs Yb<sub>N</sub> de Hart *et al.* (2004) (Figure 7-8E) qui correspond au champ FIIIa (et quelques FII), avec des valeurs en Yb<sub>N</sub> faibles.

Les membres du camp Sud sont largement associés à un assemblage felsique d'affinité transitionnelle (NF1, Figure 7-8D). Le membre de Quémont n'est constitué que de cet assemblage. Le membre de Delbridge est plus hétérogène : se côtoient des rhyodacites/dacites transitionnelles à calco-alcalines (NF1 et NF2) ainsi que des basaltes tholéiitiques à transitionnels (NM5, Figure 7-8C). Ce dernier groupe n'apparait dans aucun autre membre de la formation de Noranda. Les roches felsiques du camp Sud occupent globalement la même position que les échantillons du camp Central sur le diagramme de Hart *et al.* (2004) (Figure 7-8E).

Manakana anin (malia ( a			Groupes mafiques						es fels	iques	Comp	osition	Affinité	
Memor	n	NM1	NM2	NM3	NM4	NM5	NF1	NF2	NF3	Maf.	Fels.	NOR1	NOR2	
	Amulet sup. *	21	24%	43%	14%	5%	-	14%	-	-	86%	14%	33%	67%
	Bedford Hill	9	11%	-	-	11%	-	44%	33%	-	22%	78%	56%	44%
	Flavrian *	2	50%	-	-	-	-	50%	-	-	50%	50%	50%	50%
Camp Central	Millenbach *	2	-	50%	-	-	-	-	50%	-	50%	50%	-	100%
0.0111.01	Northwest	6	-	-	-	-	-	17%	83%	-	-	100%	17%	83%
	Rusty Ridge *	37	-	11%	24%	57%	-	5%	3%	-	92%	8%	86%	14%
	Waite *	14	-	36%	-	7%	-	43%	14%	-	43%	57%	50%	50%
Camp	Quémont	18	-	-	-	-	-	100%	-	-	-	100%	100%	-
Sud	Delbridge	28	4%	-	-	-	21%	36%	32%	7%	25%	75%	64%	36%
Camp	South Dufault	3	-	-	-	-	-	33%	33%	33%	-	100%	67%	33%
Est	Cyprus *	74	1%	-	-	1%	-	8%	5%	84%	3%	97%	93%	7%
	Camp Central	91	8%	21%	13%	26%	-	19%	13%	-	68%	32%	58%	42%
	Camp Sud	126	2%	-	-	-	13%	61%	20%	4%	15%	85%	78%	22%
Total	Camp Est	77	1%	-	-	1%	-	9%	6%	82%	3%	97%	92%	8%
	District de Noranda	217	4%	9%	6%	12%	3%	24%	13%	30%	33%	67%	74%	26%

Tableau 7-2. Composition et affinité des membres minéralisés du bloc de Flavrian, (camp central) et du bloc de Powell (camp Sud et au camp Est).

\* Membres pour lesquelles certains gisements sont associés aux lithologies mafiques.

Le camp Est est lui aussi dominé par les roches felsiques, globalement transitionnelles à calcoalcalines. Le membre de Cyprus est largement composé d'échantillons du groupe NF3 (Figure 7-8D), mais ceci peut représenter un certain biais d'échantillonnage comme déjà évoqué plus haut. Le membre de South Dufault, bien qu'entièrement composé d'échantillons felsiques, est hétérogène en composition et comprend autant d'échantillons des groupes NF1, NF2 et NF3. Le membre de Cyprus est le seul de la formation de Noranda à occuper nettement le champ des roches felsiques de type FIIIb sur le diagramme de Hart *et al.* (2004) (Figure 7-8E).

Les diagrammes multi-élémentaires présentés à la Figure 7-8A et B illustrent la ressemblance qu'il existe entre la composition des roches mafiques du camp Central et Est, ainsi que celle des roches felsiques du camp Central et Sud. Les roches mafiques du camp Sud et felsiques du camp Est représentent des compositions particulières (groupes NM5 et NF3 respectivement).



Figure 7-8. A et B. Diagrammes multi-élémentaire élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) représentant la composition géochimique des membres minéralisés du camp Central, Sud et Est, pour les échantillons mafiques et felsiques respectivement. C et D. Diagrammes construit à partir des coordonnées des ACP pour les échantillons mafiques et felsiques respectivement, avec les champs correspondant au groupe géochimique. E. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).

Ces observations mettent en avant les différences géochimiques qui caractérisent les roches hôtes dans le camp Central, Sud et Est de Noranda. La différence majeure entre ces camps réside dans la proportion de roches felsiques qui est nettement majoritaire pour les camps Sud et Est alors qu'elle représente moins d'un tiers des échantillons du camp central. Ces différences, déjà mises en évidence dans la littérature (Kerr et Gibson, 1993; Gibson et Galley, 2007; Monecke *et al.*, 2008; Mercier-Langevin *et al.*, 2011a) sont donc confirmées dans cette étude géochimique. En ne considérant que les roches felsiques, et en omettant l'important biais engendré par la quantité disproportionnée d'échantillons disponible pour la rhyolite de Cyprus, le groupe NF1 (dacites/rhyodacites transitionnelles) est le plus représenté parmi les membres minéralisés du camp Central, Sud et Est (Figure 7-8D) et correspond au groupe FIIIa de la classification de Hart *et al.* (2004). Cette dominance de rhyolites de types FIIIa témoigne de mécanismes génétiques similaires et ne permet donc pas d'identifier des caractéristiques géochimiques particulières, communes aux seuls membres les plus fertiles.

#### 7.1.4.3 Minéralisations et stratigraphie

En termes de chronologie, ces différents regroupements de dépôts de la formation de Noranda s'apparentent grossièrement aux différents épisodes stratigraphiques évoqués plus haut (Figure 7-6). Le camp Sud correspond au premier épisode. Le camp Central se met en place durant les épisodes 2, 3 et 4. Le cinquième épisode voit la mise en place du camp Est.

# 7.2. Le Groupe de Blake River

Cette section présente les compositions et affinités magmatiques de l'ensemble du GBR ainsi que des différentes formations qui le composent. Leurs caractéristiques géochimiques, déduites des classifications statistiques, sont comparées et reportées à travers un schéma stratigraphique grâce aux âges disponibles. Les liens entre minéralisation et géochimie des roches hôtes sont également discutés. Pour rappel, les groupes géochimiques (BRM1, BRM2, BRM3, BRM4, BRF1, BRF2, BRF3 et BRF4) discutés ci-dessous correspondent à la classification statistique opérée sur l'ensemble des échantillons du GBR et sont, à ce titre, distincts des groupes géochimiques discutés plus haut dans le cadre de la formation de Noranda. Pour les détails sur la composition des différents groupes et leur affinité, le lecteur est invité à utiliser le tableau récapitulatif du chapitre précédant (Tableau 6-5).

### 7.2.1. Caractéristiques générales

En considérant la classification statistique, le GBR est dans son ensemble de composition bimodale mafique (Tableau 7-3, dernière ligne). Les deux groupes géochimiques les plus représentés sont les groupes mafiques BRM1 (basaltes à andésites, tholéiitiques à transitionnels) et BRM3 (basaltes et andésites basaltiques, transitionnels à calco-alcalins). Le troisième groupe le plus représenté est le groupe felsique BRF1 (dacites à rhyolites, tholéiitiques à calco-alcalines mais essentiellement transitionnelles). L'affinité magmatique dominante est majoritairement transitionnelle (ensemble GBR1, défini au chapitre précédent). Ces caractéristiques sont illustrées à la Figure 7-9 et au Tableau 7-3.

Tableau 7-3. Tableau rapportant les proportions relatives des différents groupes et ensembles géochimiques pour le GBR et les formations qui le composent.

Formations	n	Groupes mafiques				G	roupes	felsiqu	es	Compo.		Affinité		
Tornations		BRM1	BRM2	BRM3	BRM4	BRF1	BRF2	BRF3	BRF4	Maf.	Fels.	GBR1	GBR2	GBR3
Bousquet	102	28%	16%	13%	1%	7%	1%	7%	27%	58%	42%	22%	35%	43%
Camac	35	14%	3%	49%	9%	23%	-	3%	-	74%	26%	80%	17%	3%
Duprat-Montbray	1263	24%	7%	23%	4%	20%	6%	16%	-	58%	42%	53%	40%	7%
Dupuis	173	23%	16%	22%	1%	3%	23%	12%	-	62%	38%	50%	34%	16%
Hébécourt	58	3%	-	53%	21%	2%	21%	-	-	78%	22%	97%	3%	-
Horne	30	3%	-	37%		-	-	60%	-	40%	60%	37%	63%	-
Noranda	359	26%	2%	11%	2%	29%	20%	9%	1%	41%	59%	62%	36%	3%
Reneault-Dufresnoy	345	35%	15%	22%	7%	4%	11%	6%	-	79%	21%	44%	41%	15%
Rouyn-Pelletier	167	14%	4%	46%	15%	9%	4%	9%	-	78%	22%	73%	23%	4%
Gr. de Blake River	2532	24%	8%	23%	5%	16%	10%	13%	1%	61%	39%	54%	37%	9%

Les formations qui présentent une composition bimodale-mafique sont celles de Bousquet, Duprat-Montbray et Dupuis (en termes de nombre d'échantillons mais pas forcément en termes de volume relatif de roches). Dans le cas de Duprat-Montbray, les principaux groupes géochimiques représentés sont similaires à ceux du GBR pris dans son ensemble (BRM1 et BRM3). La formation de Dupuis présente autant d'échantillons appartenant aux groupes BRM1, BRM3 et BRF2 (rhyolites tholéiitiques à transitionnelles). La Formation de Bousquet présente autant d'échantillons du groupe BRM1 que BRF4 (rhyodacites/dacites calco-alcalines).

Les formations de Camac, Hébécourt, Rouyn-Pelletier et Reneault-Dufresnoy présentent une composition mafique dominante (>70% des échantillons). Dans le cas des trois premières formations, le groupe géochimique dominant est le groupe BRM3, suivi soit du groupe BRF1

(Camac), BRF2 (Hébécourt) ou BRM4 (andésites basaltiques à andésites, tholéiitiques à transitionnelles, Rouyn-Pelletier). La formation de Reneault-Dufresnoy est essentiellement de composition BRM1 à plus faiblement BRM3.

Les deux formations dont la composition est bimodale-felsique sont les formations de Horne et de Noranda (à nouveau en termes de nombre d'échantillons). Comme cela a été évoqué à la section précédente, le sur-échantillonnage de la rhyolite de Cyprus dans la formation de Noranda a pu introduire un biais quant à la proportion du groupe BRF2 et par conséquent la proportion de roches felsiques comptabilisée pour la formation de Noranda. La formation de Noranda est caractérisée par la dominance du groupe BRF1, suivi par le groupe BRM1. La formation de Horne est composée d'une large majorité d'échantillons du groupe BRF3 (rhyodacites/dacites à rhyolites transitionnelles à majoritairement calco-alcalines).

En regard de la composition géochimique des roches mafiques, les groupes dominant le GBR sont les groupes BRM1 et BRM3. Les formations dominées par le groupe BRM1 sont celles de Bousquet, Noranda et Reneault-Dufresnoy. Les autres (Camac, Hébécourt, Horne et Rouyn-Pelletier) sont dominées par le groupe BRM3. La formation de Duprat-Montbray et de Dupuis présente autant d'échantillons BRM1 que BRM3. Du point de vue de la composition géochimique des roches felsiques, les groupes dominant le GBR sont les groupes BRF1 et BRF3. Le groupe BRF1 domine les formations de Camac, Duprat-Montbray et Noranda; le groupe BRF3 celle de Horne. La formation de Rouyn-Pelletier comprend autant d'échantillons du groupe BRF1 que BRF3. Les formations qui se distinguent de par la composition géochimique dominante de leurs unités felsiques sont celles de Bousquet (BRF4 dominant) ainsi que celles de Dupuis, Hébécourt et Reneault-Dufresnoy (BRF2 dominant).



Figure 7-9. Carte illustrant les proportions relatives des différents groupes mafiques et felsiques pour le GBR et les formations qui le composent.

Les assemblages dominant les groupes mafiques-felsiques des différentes formations du GBR sont :

- 1) BRM1-BRF1 : formation de Noranda
- 2) BRM1-BRF2 : formation de Reneault-Dufresnoy
- 3) BRM1-BRF4 : Formation de Bousquet
- 4) BRM3-BRF1 : formation de Camac
- 5) BRM3-BRF2 : Formation d'Hébécourt
- 6) BRM3-BRF3 : formation de Horne
- 7) BRM1-BRM3-BRF1 : formation de Duprat-Montbray
- 8) BRM1-BRM3-BRF2 : formation de Dupuis
- 9) BRM3-BRF1-BRF3 : formation de Rouyn-Pelletier

La Formation de Bousquet est singulière à deux égards : 1) elle est la seule où l'assemblage GBR3 (représentant une affinité calco-alcaline) est majoritaire, 2) le groupe BRF4 est presque exclusivement présent dans cette formation. La formation de Horne présente également deux spécificités (en plus d'être la seule de composition bimodale felsique avec la formation de Noranda), celle de contenir la proportion la plus importante d'échantillons felsiques de type BRF3 et dès lors d'être la seule formation dont l'affinité générale est associée à l'ensemble GBR2. Les particularités de ces formations peuvent être mises en lien avec leur fertilité reconnue en gisements de SMV, et particulièrement les SMV riches en or. Cet aspect sera abordé dans la section suivante.

Cette analyse de la composition géochimique des formations du GBR montre que le GBR est constitué dans son ensemble d'assemblages volcaniques assez cohérents du point de vue de leur composition géochimique. En effet, la plupart des formations sont composées en grande partie des quelques groupes géochimiques dominants (BRM1, BRM3, BRF1) dans des proportions variables. De par la dominance globale des roches mafiques, cette cohérence géochimique est particulièrement vraie pour les groupes mafiques, où les groupes dominants (BRM1 et BRM3) sont très marqués (respectivement 24% et 23% de l'ensemble des échantillons du GBR). A contrario, les proportions des différents groupes felsiques sont légèrement moins marquées. La composition des roches felsiques ainsi que l'affinité magmatique sont dès lors plus à même de mettre en avant les spécificités géochimiques de chaque formation (section suivante).

L'évolution de la composition géochimique des roches du GBR dans le temps sera abordée plus loin dans ce travail, mais il semble déjà intéressant de mettre en avant que les formations du GBR, telles que définies aujourd'hui, ne correspondent ni forcément à une période donnée (p. ex. la formation de Noranda couvre presque toute l'évolution temporelle du GBR) ni non plus à une ou des composition(s) géochimique(s) spécifique(s), sauf exception. Il apparait qu'à l'échelle du GBR, des roches de signature géochimique comparable ont été mises en place environ au même moment dans des secteurs différents. Les formations actuelles sont également en partie des blocs structuraux puisque plusieurs formations sont délimitées par des failles (Goutier *et al.*, en préparation).

# 7.2.2. Composition des roches felsiques du GBR

# 7.2.2.1. Les centres felsiques du GBR

À travers le GBR, 37 centres felsiques ont été identifiés pour cette étude, en tenant compte des unités felsiques cartographiées comme telles dans le SIGÉOM, y compris les 13 unités felsiques de la formation de Noranda (Figure 7-10). Les compositions et affinités magmatiques de ces centres felsiques sont exposées au Tableau 7-4.

La plupart (en nombre) des centres felsiques et rhyolites du GBR ont une composition géochimique dominante de type BRF1 (dacites à rhyolites majoritairement transitionnelles, Figure 7-11). Les rhyolites présentant de telles compositions sont celles d'Amulet inférieur, baie Fabie, Bedford, Delbridge, Don, Duprat, Évain, Fish Roe inférieur, Glenwood, Joliet, Kanasuta, Montbray Four Corners, Pump House, Quémont, Waite et les rhyolites 10 et 16.

Le second groupe géochimique dominant les centres felsiques est le BRF3 (dacites à rhyolites transitionnelles à calco-alcalines, Figure 7-13), et concerne les rhyolites de Demin, Flavrian Ouest, Héré Creek, Horne, lac Maron, Mobrun, Northwest, et les rhyolites 8 et 18. Ce type de composition est dominant si le nombre d'échantillons et non le nombre de centres felsiques est pris en compte.

Le groupe géochimique BRF2 (rhyolites majoritairement transitionnelles, Figure 7-12), est en proportions la troisième composition la plus représentée à travers le GBR. Les rhyolites de ce type sont celles de Cyprus, Hébécourt, Joannès, South Dufault et les rhyolites 11, 19, 20 et 21.

Le seul centre felsique présentant une composition de type BRF4 (rhyodacites/dacites surtout calco-alcalines, Figure 7-14) est celui de Bousquet.



Figure 7-10. Localisation des centres felsiques référencés dans cette étude. La légende des numéros est donnée au Tableau 7-4. La couleur des polygones représente le groupe géochimique felsique dominant du centre felsique. Les dénominations mafique, intermédiaire et felsique proviennent du SIGÉOM et font pour la plupart référence à des termes de terrain.

Tableau 7-4. Compositions et affinités magmatiques des différents centres felsiques et rhyolites identifiées au sein du GBR et localisés à la Figure 7-10. Les épisodes correspondent au 4 épisodes volcaniques de McNicoll *et al.* (2014) illustré à la Figure 7-7. Les références des datations sont celles de McNicoll *et al.* (2014) ainsi que les travaux antérieurs cités dans cet article. CF = centre felsique, Dup.-Mon. = Duprat-Montbray, Rouyn-P. = Rouyn-Pelletier, Ren.-Duf. = Reneault-Dufresnoy.

#	Nom du centre felsique (CF)	Formation	Tonnage SMV, Mt	n	BRF1	BRF2	BRF3	BRF4	GBR1	GBR2	GBR3	Épisode	Date (Ma)
													2703± 0,9
	Rhyolite principale et												(princ.)
1	supérieure	Hébécourt	-	12	8%	92%	-	-	100%	-	-	1	2702± 1,0 (sup.)
2	Rhyolite de la baie Fabie	DupMon.	2,14	3	100%	-	-	-	67%	33%	-	1	2701,9 ± 0,9
3	CF de Kanasuta	DupMon.	-	15	47%	33%	20%	-	80%	20%	-	1 et 2	-
4	CF de Duprat	DupMon.	-	42	57%	17%	24%	-	76%	24%	-	2	2701,4 ± 1
	CF de Montbray Four												
5	Corners	DupMon.	-	118	68%	24%	8%	-	92%	8%	-	2	2700 +1,4/-1,1
6	CF de Flavrian Ouest	DupMon.	-	238	42%	10%	48%	-	52%	48%	-	2	2697 +1,5/-1,3
7	CF de Demin	DupMon.	2,91	51	20%	5%	75%	-	25%	75%	-	2	-
8	non défini	DupMon.	-	16	38%	-	63%	-	38%	63%	-	2	-
9	Rhyolite du lac Maron	DupMon.	-	12	17%	-	83%		17%	83%	-	2	2701,4 ± 1,0
10	non défini	DupMon.	-	5	80%	20%	-	-	100%	-	-	2 et 3	-
11	non défini	DupMon.	-	4	-	100%	-	-	100%	-	-	-	-
12	CF d'Évain	Rouyn-P.	-	9	67%	33%	-	-	100%	-	-	2	2700,6 ± 0,9
13	Fish Rœ inférieure	Rouyn-P.	-	2	100%	-	-	-	100%	-	-	2	2700,6 ± 1, 6
14	Rhyolite de Glenwood	Rouyn-P.	-	5	100%	-	-	-	100%	-	-	-	-
15	Rhyolite du tuf d'Alembert	RenDuf.	-	3	33%(1)	33%	33%	-	67%	33%	-	4	2694,5 ± 0,9
16	non défini	RenDuf.	-	2	100%	-	-	-	100%	-	-	2	-
17	CF de Mobrun	RenDuf.	11,24	6	-	-	83%	17%	-	83%	17%	4	2695,8 ± 0,8

#### Tableau 7-4 (suite).

#	Nom du centre felsique (CF)	Formation	Tonnage SMV, Mt	n	BRF1	BRF2	BRF3	BRF4	GBR1	GBR2	GBR3	Épisode	Date (Ma)
18	non défini	RenDuf.	-	1	-	-	100%	-	-	100%	-	3 et 4	-
19	non défini	RenDuf.	-	7	-	57%	43%	-	57%	43%	-	1 et 4	-
20	non défini	Dupuis	-	8	-	88%	12%	-	88%	12%	-	2 et 4	-
21	non défini	Dupuis	-	2	-	100%	-	-	100%	-	-	-	-
22	Rhyolite de Joannès	Dupuis	-	70	11%	71%	17%	-	83%	17%	-	3	2697,3 ± 0,8
	Rhyolite inférieure et												
23	supérieure	Bousquet	107,05	43	16%	3%	16%	65%	19%	16%	65%	3	2697,5 ± 1,1
24	Rhyolite de Horne	Horne	167,4	18	-	-	100%	-	-	100%	-	1	2702,2 ± 0,9
25	Rhyolite d'Amulet inférieur	Noranda	-	11	73%	9%	9%	9%	82%	9%	9%	3	2698,3 ± 1
26	Rhyolite de Bedford	Noranda	0,48	7	100%	-	-	-	100%	-	-	2	-
27	Rhyolite de Cyprus	Noranda	0,22	68	6%	91%	3%	-	97%	3%	-	4	2696,4 ± 1
28	Rhyolite d'Alembert	Noranda	-	1	100%	-	-	-	100%	-	-	4	-
29	Rhyolite de Delbridge	Noranda	0,41	26	50%	8%	38%	4%	58%	38%	4%	-	-
30	Rhyolite de Don	Noranda	-	9	89%	-	11%	-	89%	11%	-	2	-
31	Rhyolite d'Héré Creek	Noranda	-	3	-	-	100%	-	-	100%	-	2	-
32	Rhyolite de Joliet	Noranda	-	8	75%	-	25%	-	75%	25%	-	-	-
33	Rhyolite de Northwest	Noranda	1,6	6	17%	-	83%	-	17%	83%	-	2	-
34	Rhyolite de Pump House	Noranda	-	12	59%	8%	33%		67%	33%	-	2	2700,3 ± 1,2
35	Rhyolite de Quémont	Noranda	13,91	18	100%	-	-	-	100%	-	-	1	2702,0 ± 0,8

Tableau 7-4 (suite et fin).

#	Nom du centre felsique (CF)	Formation	Tonnage SMV, Mt	n	BRF1	BRF2	BRF3	BRF4	GBR1	GBR2	GBR3	Épisode	Date (Ma)
36	Rhyolite de South Dufault	Noranda	-	2	-	100%	-	-	100%	-	-	3	-
37	Rhyolite de Waite	Noranda	7,58	10	90%	-	10%	-	90%	10%	-	3	-

(1) Les trois échantillons de la rhyolite située dans le tuf d'Alembert se situent à la limite entre les champs définis pour les groupes géochimiques.



Figure 7-11. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique BRF1. A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) présentant les compositions moyennes des centres felsiques. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).



Figure 7-12. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique BRF2. A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) présentant les compositions moyennes des centres felsiques. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).



Figure 7-13. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique BRF3. A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) présentant les compositions moyennes des centres felsiques. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).



Figure 7-14. Diagrammes géochimiques présentant la composition des échantillons associés aux centres felsiques dominés par le groupe géochimique BRF4. A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989) présentant les compositions moyennes des centres felsiques. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).

L'analyse du digramme de classification des roches felsiques de Hart *et al.* (2004) présenté aux figures 7-11 à 7-14 montre que les centres felsiques dominés par les groupes géochimiques BRF1 et BRF3 sont surtout associés aux rhyolites de type FIIIa; les centres felsiques dominés par le groupe BRF2 sont surtout associés aux rhyolites de type FIIIb; les centres felsiques dominés par le groupe BRF4 sont surtout associés aux rhyolites FII.

Parmi les centres felsiques du GBR, les affinités transitionnelles sont largement répandues. Les centres felsiques particulièrement distincts en termes d'affinité sont ceux d'Hébécourt et de la rhyolite #11, singulièrement tholéiitiques. En plus du centre felsique de Bousquet dont le caractère calco-alcalin a déjà été montré, ceux de Demin, Mobrun et du Lac Maron montrent également une affinité de ce type.

La carte présentée à la Figure 7-10 permet d'apprécier les différentes compositions des centres felsiques du GBR dans l'espace. Les centres felsiques dominés par des échantillons appartenant au groupe géochimique BRF1 (polygones noirs) se situent exclusivement dans la partie Ouest et centre du GBR québécois.

L'essentiel des centres felsiques dominés par des échantillons appartenant au groupe géochimique BRF2 (polygones bleus) se situe dans une région restreinte du GBR, s'étendant depuis l'Est de la formation de Noranda (rhyolites de Cyprus et de South Dufault) à la partie Sud de la formation de Reneault-Dufresnoy (#19) et à la formation de Dupuis. Les deux seuls centres felsiques de composition BRF2 à se situer hors de cette zone géographique sont ceux d'Hébécourt et #11, qui par ailleurs présentent des compositions singulières au sein même du groupe BRF2. En effet, comme dit plus haut, les échantillons de ces deux centres felsiques sont d'affinité tholéiitique, avec des profils sur les diagrammes multi-élémentaires plus plats (Figure 7-12A). Ils ne présentent pas d'anomalie négative en Nb comme c'est le cas des autres centres felsiques, possiblement dû à leur genèse à partir d'un basalte non-anomalique en Nb ou à l'absence de titanates dans leur résidu.

Les rhyolites dominées par des échantillons associés au groupe géochimique BRF3 (polygones rouges) sont localisés dans deux zones : dans la partie Sud du GBR québécois (formations de Duprat-Montbray et de Horne, rhyolite d'Héré Creek) et dans la partie Nord (rhyolite de Mobrun et #18). Au sein de ce groupe BRF3, les échantillons de la partie Nord montrent des affinités légèrement plus calco-alcalines, des concentrations en Th et La plus élevées et des anomalies négatives en Nb plus marquées que pour les centres felsiques de la partie Sud (Figure 7-13A).

Cette analyse spatiale de la composition des centres felsiques du GBR met en évidence que les centres tholéiitiques (rhyolites d'Hébécourt et #11) sont exclusivement présentes dans la partie Ouest du GBR alors que les unités les plus calco-alcalines (rhyolites de Bousquet, Mobrun et #18) sont globalement situées dans la partie Est. Il semble cependant hasardeux d'établir avec certitude une évolution de l'affinité magmatique d'Ouest en Est au sein de GBR sur la base de

ces observations car les compositions et affinités des autres centres felsiques présentent des variations importantes qui ne permettent pas de définir une tendance très précise.

# 7.2.2.2. Les centres felsiques minéralisés

Onze des centres felsiques décrits plus haut présentent la particularité d'abriter une minéralisation économique de type SMV. Il s'agit des centres de Baie Fabie et de Demin pour le camp Ouest, de Mobrun pour le camp Nord-Est, de Bedford Hill, Northwest et Waite pour le camp Central, de Delbridge, Horne et Quémont pour le camp Sud, de South Dufault pour le camp Est et de Bousquet pour le camp de Doyon-Bousquet-LaRonde (Tableau 7-5). Le centre felsique de Duprat présente également un certain intérêt car les indices de Monbray, Yvanex, Four Corners et Inmont y sont localisés.

Même si elles ne sont pas associées à de larges centres felsiques, les minéralisations abritées par les membres d'Amulet supérieur et de Millenbach, dans le camp Central, sont étroitement liées à la présence de petits dômes rhyolitiques (Gibson et Watkinson, 1990). Étant donné leur contribution importante en termes de ressources, il a été décidé d'inclure la composition de ces dômes rhyolitiques à celles des autres centres felsiques du GBR pour comparaison. Les membres minéralisés associées à un encaissant mafique ne sont pas reprises ici (gîte de West Ansil dans le membre de Rusty Ridge et gîte de South Dufault dans le membre de Cyprus).

Les centres felsiques minéralisés dominés par le groupe géochimique BRF1 sont ceux d'Amulet supérieur, de Baie Fabie, de Bedford Hill, de Waite, de Delbridge et de Quémont. Ces compositions correspondent principalement aux rhyolites de type FIIIa de Hart *et al.* (2004), avec une portion minoritaire d'échantillons se situant dans les champs des rhyolites de type FII et FIV.

Les centres felsiques dominés par le groupe géochimique BRF3, tels que Demin, Millenbach, Mobrun et Northwest sont autant associés aux rhyolites de type FIIIa qu'à celles de type FII. De tout le GBR, seul le centre felsique de Horne est associé à des rhyolites de type FIV à FIIIa (voir plus loin).

La rhyolite de South Dufault est la seule à présenter une composition attribuée au groupe BRF2 et aux rhyolites de type FIIIb.

Le camp de Doyon-Bousquet-LaRonde est le seul à présenter une composition attribuée au groupe BRF4 et aux rhyolites de type FI et FII.
Tableau 7-5. Gisements de SMV du GBR et centres felsiques associés. Les groupes géochimiques et les types de rhyolites reportés sont ceux présents en majorité. Les datations sont celles de McNicoll *et al.*, 2014 et références dedans. DBL = Doyon-Bousquet-LaRonde.

Camp	Gisement SMV	Centre felsique	#	n	Gr. géoch.	Type rhyol.	Datation
Camp Ouest	Magusi (1,68 Mt) Fabie (0,46 Mt)	Baie Fabie	2	3	BRF1	FIIIa	2701,9 ± 0,9
	Aldermac (2,91 Mt)	Demin	7	51	BRF3	FII-FIIIa	
Camp Nord-Est	Mobrun (1,63 Mt) Bouchard-Hébert (9,91 Mt)	Mobrun	17	6	BRF3	FII	2695,8 ± 0,8
Camp Central	Amulet C (0,56 Mt) Amulet A-11 (0,44 Mt) Lake Dufault (0,07 Mt)	Amulet sup.	-	3	BRF1	FIIIa	-
	Ribago (0,48 Mt)	Bedford Hill	26	7	BRF1	FII	-
	Millenbach (3,48 Mt) D-266, #14, #23, D-68	Millenbach	-	1	BRF3	FIIIa	-
	Ansil (1,6 Mt)	Northwest	33	6	BRF3	FIIIa	-
	Vauze (0,36 Mt) Norbec (4,6 Mt) East Waite (1,5 Mt) Old Waite (1,12 Mt)	Waite	37	10	BRF1	FIIIa	-
Camp Sud	Delbridge (0,37 Mt) Deldona (0,08 Mt)	Delbridge	29	26	BRF1	FIIIa	-
	Horne (221,53 Mt)	Horne	24	18	BRF3	FII- FIV-FIIIa	2702,2 ± 0,9
	Quémont (13,907 Mt)	Quémont	35	18	BRF1	FIIIa	2702,0 ± 0,8
Camp Est	Gallen (2,6 Mt) West MacDonald (0,94 Mt)	South Dufault	36	2	BRF2	FIIIb	
Camp de DBL	Westwood (13 Mt) Bousquet 2 (8,22 Mt) Dumagami (7,33 Mt) LaRonde Penna (78,5 Mt)	Bousquet	23	43	BRF4	FI-FII-FIIIa	2697,5 ± 1,1

Ces observations montrent qu'au sein du GBR, il n'existe pas une composition felsique type, caractérisant l'entièreté des unités minéralisées. Ceci est en accord avec d'autres travaux (par

ex. Gaboury et Pearson, 2008; Mercier-Langevin *et al.*, 2011b; Piercey, 2011) et témoignent de la non-exclusivité de certains types de rhyolites à abriter des gisements de SMV dans le GBR. Les groupes géochimiques BRF1 et BRF3 sont largement répandus, mais ceci reflète la composition globale du GBR, au-delà des seules unités minéralisées. La composition des rhyolites minéralisées de Bousquet, Horne et South Dufault sont singulières à l'échelle du GBR.

Le camp Central de Noranda, comme évoqué plus haut, est considéré comme un camp de SMV de type bimodal-mafique (Franklin *et al.*, 2005; Galley *et al.*, 2007; Piercey, 2011), ce qui a été confirmé dans ce travail par la composition majoritairement mafique des roches de ce camp. Les gisements de Quémont, Horne et Bouchard-Hébert sont eux reconnus comme de type bimodal-felsique (Franklin *et al.*, 2005). Selon Piercey (2011), les roches felsiques associées aux SMV de type bimodal-mafique sont dominées par les rhyolites de type FIII à l'Archéen. Les SMV de type bimodal-felsique sont associés à des rhyolites enrichies en HFSE (p. ex. Zr, Nb). Sur la base des observations faites dans ce travail, il est difficile de confirmer ou infirmer cette affirmation, particulièrement car les rhyolites de type FIII sont communes à travers tout le GBR, quelle que soit la nature des gisements de SMV. Au sein du GBR, il ne semble donc pas il y a avoir de corrélation entre le type de gisement de SMV et la composition des roches felsiques associées.

La rhyolite de Horne, bien qu'elle soit associée au groupe géochimique BRF3, présente une composition particulière, appauvrie en éléments traces (Figure 7-13A). Le diagramme Th/Yb vs Zr/Y utilisé dans ce travail pour déterminer l'affinité magmatique (Ross et Bédard, 2009) défini la rhyolite de Horne comme transitionnelle à calco-alcaline. Le diagramme La vs Yb, communément utilisé, montre à contrario une affinité tholéiitique à transitionnelle, qui est reprise dans la littérature (Monecke et al., 2008; Mercier-Langevin et al., 2011b). Dans des conditions d'altération intense, dont témoigne la séricitisation des roches du gisement de Horne (MacLean et Hoy, 1991; Monecke et al., 2008), il est rapporté que les ETR légères à moyennes peuvent être mobilisées, conduisant à un appauvrissement (parfois enrichissement) de leurs concentrations (Campbell et al., 1984). Ceci peut dès lors expliquer les plus faibles concentrations en La, Ce, Nd et Sm observées sur les échantillons felsigues de Horne par rapport aux autres échantillons du groupe géochimique BRF2 (Figure 7-13A), ainsi que le caractère tholéiitique à transitionnel sur le diagramme La vs Yb. Les faibles concentrations en éléments les moins incompatibles (Gd, Tb, Dy, Y, Er, Yb, Lu) ne peuvent par contre pas être expliquées par des processus d'altération et sont interprétées comme une signature géochimique primaire plus appauvrie que pour les autres échantillons du groupes BRF2 (MacLean et Hoy, 1991; Gaboury et Pearson, 2008).

#### 7.2.2.3. Comparaison avec d'autres camps de SMV

La diversité de composition des roches felsiques associées aux gisements de SMV observée à l'échelle du GBR reflète la diversité rencontrée à travers de nombreux gisements de SMV en Abitibi et ailleurs. Cette section s'emploie à comparer les compositions des roches volcaniques felsiques associées à des gisements de SMV connus afin d'identifier des similitudes avec les centres felsiques du GBR.

#### Le centre felsique de Bousquet

Le caractère calco-alcalin marqué des roches du centre felsique de Bousquet est singulier à travers le GBR. La corrélation entre des unités abritant des gisements de SMV riches en or (tels ceux de LaRonde Penna, Dumagami, Bousquet 2, et Westwood dans le camp de Doyon-Bousquet-LaRonde) et le caractère calco-alcalin (rhyolites de type FI-FII) des roches hôtes est discuté par Mercier-Langevin (2005); Mercier-Langevin et al. (2007a, b; 2011a, b), Yergeau (2015) et Yergeau et al. (2015). Ces travaux, ainsi que ceux de Gaboury et Pearson (2008), mettent en évidence que de nombreux SMV riches en or, aurifères ou anomaligues en Au sont associés à des rhyolites de type FI-FII. Au sein de la ceinture de roches verte archéenne de l'Abitibi peuvent être cités les gîtes d'Agnico Telbel (district de Joutel), de Comtois (district Quévillon), de Géant Dormant (sud du district de Joutel) et de Duvan (ouest de La Sarre). En dehors de l'Abitibi, des gisements tels que Rainy River (gîte archéen de la Sous-province du Wabigoon, Ontario; Pelletier, 2016; Pelletier et al., 2016), Lalor (gîte paléoprotérozoïque du district de Snow Lake, Ceinture de Flin Flon, Manitoba; Caté et al., 2014; 2015), Boliden (gîte paléoprotérozoïque du district de Skellefte, Suède; Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin et al., 2013) et ceux de l'arc de Banda (arc insulaire moderne, Indonésie), sont d'autres exemples de SMV riches en or associés à des roches felsiques calco-alcalines (à transitionnelles dans le cas de Lalor). A contrario, d'autres SMV riches en or présentent des signatures géochimiques différentes. Par exemple, les gisements de Horne et de Quémont, discutés en détails dans ce travail, sont associés à des rhyolites de type FII, FIIIa, FIV et FIIIa, respectivement. Le gisement de Lemoine (district de Chibougamau, Québec) est associé à des rhyolites de type FIIIb (Mercier-Langevin *et al.*, 2014).

En comparant les bases de données des travaux de Hart *et al.* (2004), Gaboury et Pearson (2008) et Mercier-Langevin *et al.* (2011b), il apparait donc que tous les SMV riches en

or/aurifères/anomaliques ne sont pas associés à des rhyolites de type FI-FII et que tous les SMV associés à des rhyolites de type FI-FII ne sont pas riches en or/aurifères/anomaliques (par exemple : Sturgeon Lake, Mont Windsor, Tulsequag Chief, Thalanga, Selbaie, Salt Creek, Murgul, Benambra). À nouveau donc il apparait que la signature géochimique des roches felsiques ne présume pas à elle seule de la fertilité de celles-ci pour les gisements de SMV, ni du cortège métallique associé, ce qui a pu être confirmé dans ce travail concernant le GBR. Mercier-Langevin *et al.* (2014, 2015) défendent cette thèse en précisant que bien que les lithologies felsiques calco-alcalines apparaissent favorables, d'autre critères, tel une source pour l'or (souvent, une contribution magmatique grâce à la présence d'une intrusion synvolcanique à proximité) et un transport de celui-ci par circulation de fluides hydrothermaux sont indispensables à la formation de SMV riches en or. La signature géochimique des rhyolites encaissantes n'est donc pas le seul critère déterminant pour estimer la concentration et/ou la quantité d'or présente dans un SMV.

Comme déjà montré dans les travaux de Mercier-Langevin (2005), les roches volcaniques felsiques du gisement paléoprotérozoïque de Boliden (district de Skellefte, Suède) montrent d'importantes similitudes, en termes de composition géochimique, avec les roches du centre felsique de Bousquet (Figure 7-15). Ces deux ensembles sont caractérisés par un fractionnement des ETR lourdes par rapport aux ETR légères et des anomalies négatives marquées en Nb et en Ti (Figure 7-15A). Les deux ensembles démontrent un caractère calco-alcalin (Figure 7-15B), sont associés surtout au groupe géochimique BRF4 (Figure 7-15C) et surtout aux rhyolites de type FI-FII (Figure 7-15D). Bien que statistiquement associées au groupe géochimique BRF3, les roches du centre felsique de Mobrun présentent un spectre multi-élémentaire similaire à celui du centre felsique de Bousquet ou de celui des roches felsiques de Boliden. Pour la moitié des échantillons présentés, le caractère calco-alcalin est moins marqué, dû à des teneurs plus élevées en ETR lourdes. Dans leur ensemble, les échantillons de Mobrun s'illustrent par une anomalie négative en Ti plus importante. Ils sont associés aux rhyolites de type FII.



Figure 7-15. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux centres felsiques de Bousquet, de Mobrun et aux roches felsiques du gisement de Boliden (district de Skellefte, Suède). A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Les champs ombragés correspondent aux valeurs du deuxième et troisième quartile. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974). Les données du district de Skellefte sont de Vivallo (1987).

#### Le centre felsique de Horne

Les échantillons du centre felsique de Horne sont caractérisés par une pente positive des ETR lourdes (Tb/Lu<1). Ils présentent également des anomalies marquées en Nb et en Ti (Figure 7-16A). Comme discuté plus haut, les ETR légères ont probablement été mobilisées par l'altération intense dont témoigne la séricitisation des roches du gisement de Horne, ce qui

explique l'importante gamme de concentrations observée pour ces éléments sur les Figure 7-16A et B. Les roches felsiques associées aux gisements de Normétal, Coniagas et Louvicourt pour l'Abitibi (données de Gaboury et Pearson, 2008) présentent des similitudes avec celles de Horne. L'ensemble de ces échantillons démontre un caractère principalement calco-alcalin (Figure 7-16E); ils sont associés globalement au groupe géochimique BRF1 et BRF3 et aux rhyolites de type FII, FIIIa et FIV. Malgré des profils géochimiques assez similaires (Figure 7-16A et B), il existe des différences d'abondances en ETR légères. Ceci est ici interprété comme reflétant des stades différents d'altération, allant d'échantillons relativement frais<sup>4</sup> (Louvicourt et Coniagas) à des échantillons intensément altérés (Horne et Normétal). Cette hypothèse est vérifiée sur le diagramme d'altération (Figure 7-16F, *alteration box plot*, Large *et al.*, 2001; Trépanier, 2011; Bigot, 2014) utilisant l'indice d'altération (AI; Ishikawa *et al.*, 1976) et l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI; Large *et al.*, 2001) : l'essentiel des échantillons de Louvicourt et de Coniagas se situent dans (ou proche) des champs illustrant la composition des roches les moins altérées; les échantillons de Horne et de Normétal présentent des valeurs d'AI pour la plupart supérieures à 60, témoignant de la séricitisation de ceux-ci.

La mobilité des ETR légères dans ces conditions d'altération peut expliquer que les échantillons felsiques de Horne soient associés à des valeurs de (La/Yb)n faibles, correspondant à des rhyolites de type FIV (Figure 7-16D) et au groupe géochimique BRF1. Il est envisageable que l'équivalent frais de ces roches altérées soit de composition similaire à celles de Louvicourt et Coniagas associées à des rhyolites de type FII et au groupe géochimique BRF3 à BRF4.

Les centres felsiques de Northwest et de Demin, dont les similitudes avec la rhyolite de Horne ont été démontrées à la section précédente, s'apparentent également aux roches felsiques de gisement de Normétal, Coniagas et Louvicourt.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Il y a probablement des échantillons altérés près des gisements Louvicourt et Coniagas, mais ceux compilés ici sont relativement frais.

#### Les centres felsiques du camp central de Noranda

À travers la base de données des SMV de la partie québécoise de l'Abitibi de Gaboury et Pearson (2008) et en dehors des centres felsiques situés dans GBR cités dans ce travail, aucune équivalence géochimique n'a pu être trouvée pour les roches felsiques associées aux gisements du camp central de Noranda.

## Le centre felsique de Cyprus

Les échantillons du centre felsique de Cyprus sont caractérisés (sur les diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif) par des anomalies négatives marquées en Ti et peu importantes en Nb, un profil en ETR lourdes plat (Figure 7-17A); leur affinité est transitionnelle (Figure 7-17) et ils sont apparentés au groupe géochimique BRF2 (Figure 7-17C) et aux rhyolites de type FIIIb (Figure 7-17D). Le gisement de SMV aurifère de Lemoine, situé dans le camp de Chibougamau (secteur Nord Est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi) et daté à ~ 2729-2726 Ma est encaissé dans le Membre de Lemoine de la Formation de Waconichi (Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Les échantillons du Membre de Lemoine présentés à la Figure 7-17 proviennent des compilations de Mercier-Langevin *et al.* (2014) et de Gaboury et Pearson (2008). Ces échantillons montrent des compositions géochimiques similaires à celles observées pour la rhyolite de Cyprus.



Figure 7-16. Comparaison de la composition géochimique des roches associées au centres felsiques de Horne, et aux roches felsiques des gisements de Coniagas, Normétal et Louvicourt (district de Val-d'Or) données issues de Gaboury et Pearson (2008). A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Les champs ombragés correspondent aux valeurs du deuxième et troisième quartile. B. Idem. C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974). E. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). F. Diagramme d'altération modifié d'après Large *et al.* (2001) avec les champs des lithologies fraiches d'après Trépanier (2011) et Bigot (2014).



Figure 7-17. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux centres felsiques de Cyprus et de Lemoine (Abitibi, Québec). A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Les champs ombragés correspondent aux valeurs du deuxième et troisième quartile. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974). Les données du membre de Lemoine proviennent de Mercier-Langevin et al., (2014) et Gaboury et Pearson (2008).

#### Le centre felsique d'Hébécourt

Les échantillons du centre felsique d'Hébécourt sont caractérisés par des spectres plats sur les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Figure 7-18A). Ils présentent des anomalies marquées en Ti et très faibles en Nb, sont d'affinité tholéiitique (Figure 7-18B), sont

apparentés au groupe géochimique BRF2 (Figure 7-18C) et globalement aux rhyolites de type FIIIb malgré des valeurs (La/Yn)n faibles (Figure 7-18D).



Figure 7-18. Comparaison de la composition géochimique des roches associées aux centres felsiques d'Hébécourt et #11 et aux roches felsiques du Groupe du Lac Watson, camp de Matagami (Abitibi). Les données du camp de Matagami sont issues de Debreil, 2014. A. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Les champs ombragés correspondent aux valeurs du deuxième et troisième quartile. B. Diagramme de discrimination de l'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009). C. Diagramme de discrimination des groupes géochimiques défini dans ce travail, en fonction des valeurs de la première et seconde composante principale calculées sur l'ensemble des roches felsiques du GBR. D. Diagramme de classification des roches volcaniques felsiques associées aux gisements de SMV de Hart *et al.* (2004). Axes normalisés aux chondrites selon les valeurs de Nakamura (1974).

Le camp de SMV de Matagami est situé dans le Nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. La plupart des gisements associés à ce camp (p. ex. : Orchan, Bracemac-McLeod, Persévérance, Matagami Lake) sont présents en association étroite avec le Groupe du Lac Watson (~2726 Ma, Ross *et al.*, 2014) et ils se situent à l'interface entre ce groupe et celui de Wabassee. Le contexte tectonique supposé de mise en place de ces groupes – dans une approche actualiste – est celui d'un arrière-arc océanique (Debreil, 2014). Les échantillons du camp de Matagami présentés à la Figure 7-18 sont localisés dans le groupe du Lac Watson et proviennent de Debreil (2014). Le centre felsique d'Hébécourt montre des compositions géochimiques très proches de ces échantillons, ce qui suggère une pétrogenèse semblable.

#### 7.2.2.4. Stratigraphie et datations

La Figure 7-19A, modifiée de McNicoll *et al.* (2014), présente les âges disponibles pour les gabbros, intrusions et volcanites du GBR. Douze de ces volcanites ont été étudiées dans ce travail et associées à un groupe géochimique, identifié en couleur. La Figure 7-19B est dérivée de la première figure, mais ne reprend que les échantillons de roches volcaniques, regroupés par formation (les références, lettres ou chiffres, sont reprises sur la carte de la Figure 7-10 et dans McNicoll *et al.*, 2014). Les groupes géochimiques associés à ces échantillons et identifiés en couleur correspondent à la composition majoritaire du centre felsique associé à l'échantillon daté. Cette représentation permet d'illustrer l'évolution de la composition géochimique globale des centres felsiques du GBR à travers le temps ainsi que celle des formations du GBR dont les périodes de mises en place se chevauchent dans le temps.

Les tendances principales sont que l'étage inférieur du GBR (≥ 2702 Ma) est globalement dominé par le groupe géochimique BRF2; le second épisode (2702-2699,5 Ma) est dominé par les groupes BRF1 et BRF3; les deux derniers épisodes (respectivement 2699,5-2697 Ma et ≤2697 Ma) sont composés surtout des groupes BRF2 et BRF4.

Dans le détail, le premier épisode est associé aux centres felsiques d'Hébécourt (rhyolite principale et supérieure), de Horne et de Quémont. Les rhyolites de la Formation d'Hébécourt, les plus vieilles roches felsiques datées du GBR, sont d'affinité tholéiitique. Durant cet épisode, il est probable qu'il y ait eu un changement progressif vers des affinités transitionnelles à calco-alcalines correspondant aux unités felsiques de Quémont et Horne. Ce changement est confirmé durant le second épisode qui est strictement composé des groupes transitionnels à calco-alcalins BRF1 et BRF3, se mettant en place dans la partie centrale du GBR, nommément dans les formations de Rouyn-Pelletier, de Duprat-Montbray et en partie dans celle de Noranda (membre de Pump House).



Figure 7-19. A. Compilation des dates U-Pb disponibles pour le GBR avec l'attribution du groupe statistique felsique pour les échantillons de roches volcaniques présents dans la base de données (modifié d'après McNicoll *et al.*, 2014). B. Compilation des dates U-Pb disponibles pour les roches volcaniques, ordonnées par formation. Localisation et légende des échantillons (chiffres et lettres) sur la carte de la Figure 7-10 et dans McNicoll *et al.* (2014). Dup = Dupras, H = Horne, R.-P. = Rouyn-Pelletier. Les lignes grises correspondent aux limites des épisodes volcaniques définis par McNicoll *et al.* (2014).

Mercier-Langevin *et al.* (2011b) met en évidence que de nombreux SMV riches en or sont associés à un changement abrupt de l'affinité magmatique des roches encaissantes. Ceci pourrait expliquer la formation des gisements de Horne et de Quémont, associés aux unités felsiques se mettant en place durant le changement d'affinité s'initiant à la fin du premier épisode et observé dans la partie centrale du GBR.

Le troisième épisode est marqué par la mise en place de cinq centres felsiques géographiquement distincts. Dans la partie centrale du GBR, les centres felsiques transitionnels à calco-alcalins de Flavrian Ouest et d'Amulet Inférieur (abritant les SMV de la séquence des mines du camp central de Noranda) sont associés aux groupes géochimiques BRF3 et BRF1, respectivement, et illustrent la continuité géochimique du second épisode. Dans la partie Est du GBR, le centre felsique calco-alcalin de Bousquet (et les gisements du camp de Doyon-Bousquet-LaRonde), associé au groupe géochimique BRF4, se met en place. Entre ces deux centres felsiques, la rhyolite tholéiitique à transitionnelle de Joannès est associée au groupe géochimique BRF2. Au Nord, la rhyolite transitionnelle à calco-alcaline de Cléricy, regroupée dans ce travail au centre felsique de Mobrun, se met en place à la transition avec le quatrième épisode. Ici encore, la mise en place des gisements de SMV riches en or du camp de Doyon-Bousquet-LaRonde sont temporellement corrélés avec un changement d'affinité des roches du GBR.

Les unités datées du quatrième et dernier épisode du GBR sont celles, géographiquement apparentées, de Mobrun et #19 ainsi que la rhyolite de Cyprus. Ces trois unités sont associées aux groupes géochimiques BRF2 et BRF4, dont l'affinité est transitionnelle à calco-alcaline. Le tuf d'Alembert, dernière unité datée du GBR, présente une affinité magmatique transitionnelle.

Contrairement à la formation de Noranda, où la contrainte stratigraphique est forte de par la polarité établie des unités volcaniques, à l'échelle du GBR les marqueurs temporels sont principalement issus des datations. Il n'est dès lors pas possible de générer un schéma stratigraphique aussi détaillé que pour la formation de Noranda. Les unités centrales du GBR (Duprat-Montbray et Noranda) illustrent une mise en place asynchrone des roches volcaniques, étalée sur les quatre épisodes volcaniques de McNicoll *et al.* (2014). Sur la base des datations des roches volcaniques seulement, les formations de Horne, Rouyn-Pelletier, Bousquet et Dupuis semblent chacune être mise en place à l'intérieur d'un unique épisode.

## 7.2.3. Composition des roches mafiques du GBR

#### 7.2.3.1. Répartition spatio-temporelle des groupes mafiques

La répartition géographique des groupes géochimiques BRM1 à BRM4 qui composent le GBR est illustrée à la Figure 7-20. Le Tableau 7-3 présenté en début de chapitre reprend également la distribution de ces groupes dans les différentes formations du GBR. Les groupes BRM1 et BRM3 présentent une répartition similaire dans les formations de Duprat-Montbray et de Dupuis. Le groupe BRM1 est cependant dominant dans les formations de Bousquet, Noranda et Reneault-Dufresnoy alors que le BRM3 est majoritaire dans celles de Camac, Horne, Hébécourt et Rouyn-Pelletier. La moitié des échantillons du groupe BRM2 se situent dans les formations de Bousquet et Dupuis; le tiers des échantillons du groupe BRM4 dans la Formation d'Hébécourt.

En se référant au schéma stratigraphique illustré à la Figure 7-19B, il semblerait que les groupes BRM3 et BRM4 soient globalement associés aux formations qui apparaissant dans les premiers stades de mise en place du GBR, c'est-à-dire au premier épisode et à une partie du second épisode (≥ 2700 Ma). Les roches des groupes BRM1 et BRM2 sont, elles, plus généralement associées aux formations se mettant en place durant le troisième épisode (2699,5-2697,0 Ma). Cette tendance, bien que large, traduit une évolution générale de l'affinité magmatique depuis des roches dont l'affinité est tholéiitique à transitionnelle vers des roches calco-alcalines. La même tendance avait également été observée pour les roches felsiques du GBR. Dans le détail l'évolution de la composition géochimique est cependant plus subtile, car ces variations peuvent être attribuées à des processus pétrogénétiques complexes tels des mélanges de magmas témoignant de l'évolution progressive du contexte géodynamique de mise en place des roches volcaniques du GBR. Par ailleurs, la répartition géographique des groupes géochimiques est également régie par la densité d'échantillonnage.



Figure 7-20. Répartition géographique des groupes géochimiques BRM1 à BRM4 du GBR. Les roches en jaune sont les roches volcaniques felsiques. Les autres couleurs montrent la densité spatiale des échantillons de chaque groupe (bleu = faible, rouge = élevée). Cette densité spatiale est surtout contrainte par la densité d'échantillonnage et n'a peut-être pas de signification géologique.

## 7.3. Pétrogenèse des unités volcaniques du GBR

En utilisant des diagrammes de classification tectonique et en supposant que les processus à l'Archéen pouvaient être similaires à ceux actifs actuellement, il est possible de discuter du cadre géodynamique de mise en place des roches volcaniques du GBR, ou du moins de spéculer sur le cadre tectonique de formation des unités étudiées. Cet aspect de la discussion dépasse les objectifs premiers du travail de recherche présenté mais permet tout de même de succinctement présenter certaines idées quant à l'évolution du GBR, lesquelles pourront être abordées en plus grand détail ailleurs.

Certains de ces diagrammes de classification tectonique sont à usage des roches mafiques alors que d'autres sont destinés aux roches felsiques. Dans les deux cas, les champs illustrés sur ces diagrammes dans la littérature sont définis à partir des roches jeunes, issues d'environnements géodynamiques modernes probablement différents de ceux ayant existé à l'Archéen. Ces diagrammes utilisent des rapports d'éléments traces incompatibles, généralement immobiles, permettant de spéculer sur les conditions de formation (source des magmas, profondeur et taux de fusion, etc.) et d'évolution des magmas (contamination, assimilation, cristallisation fractionnée).

## 7.3.1. Pétrogenèse et affinité paléotectonique

Les quatre diagrammes de discrimination tectonique choisis pour les roches mafiques sont présentés à la Figure 7-21. Le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2014) (Figure 7-21A) se base sur l'augmentation du rapport Th/Nb induit soit par une composante de subduction soit par la contamination par une croute continentale. Des valeurs élevées en Th s'expliquent par l'enrichissement observé en Th dans les roches crustales et sédimentaires; des valeurs faibles en Nb s'expliquent par la nature réfractaire du Nb dans des conditions de haute pression ou de fugacité d'oxygène importante (telles qu'une zone de subduction) qui permet son incorporation dans les titanates (rutile et sphène). La représentation graphique de Pearce (2008) met en évidence un champ de composition mantellique allant des N-MORB (basaltes de rides médio-océaniques de composition normale) aux OIB (basaltes générés en contexte intra-plaque océanique). Ce champ symbolise un rapport Th/Nb caractéristique des magmas mafiques produit

par la fusion partielle du manteau supérieur et dont la composition n'est pas influencée par une composante de contamination crustale ou de subduction.

Les auteurs mettent cependant en garde sur l'utilisation de ce diagramme pour les roches archéennes. Les basaltes archéens ont pu être plus sensibles à la contamination crustale à cause d'un manteau plus chaud, de concentrations en Th plus importantes dans les roches felsiques et en l'absence de basaltes alcalins enrichis. Dès lors, le champ de composition MORB-OIB pourrait être décalé vers des valeurs de Th/Yb plus élevées et les magmas archéens faussement interprétés comme ayant subi une contamination crustale.

Les deux types de contamination sont symbolisés par deux flèches sur la Figure 7-21A. La première flèche, verticale, illustre l'évolution de la composition d'échantillons associés à une zone de subduction (ZS), impliquant un enrichissement exclusif en Th. La seconde flèche, courbe, est associée à des processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée (ACF) et tend à converger vers la composition du contaminant (ici, la croute continentale archéenne, CCA). Les échantillons mafiques du GBR se positionnent le long d'un axe reliant la composition du manteau primitif (MP) à celle globalement de la croute continentale archéenne. Cette distribution se rapproche de celle associée à des processus d'assimilation et de cristallisation fractionnée, bien qu'une composante de subduction ne puisse être complètement exclue. En effet, une distribution des échantillons subparallèle au champ de composition MORB-OIB indique un mécanisme pétrogénétique semblable à celui des arcs modernes. Les groupes géochimiques BRM3 et BRM4 (losanges rouges et triangles verts, respectivement) présentent la composition la plus proche de celle du manteau primitif alors que les groupes BRM1 et BRM2 (triangles verts et ronds bleus respectivement) illustrent une composition progressivement plus marquée par une contamination crustale. Bien que ces deux groupes se situent dans le champ des arcs continentaux, la clé pour l'interprétation de ce diagramme est de considérer la tendance générale de la suite de roches à étudier.

En suivant la chronologie de mise en place des laves mafiques du GBR évoquée à la section précédente, une tendance de contamination crustale progressive par du matériel issu de la croute continentale archéenne se dessine. Ainsi, les roches mafiques appartenant aux groupes BRM3 et BRM4, dominants dans les formations de Camac, Hébécourt, Horne et Rouyn-Pelletier, présentent les compositions les plus primitives du GBR et sont associées aux unités les plus vieilles du GBR. Le groupe BRM1, dominant dans les formations de Bousquet, Noranda et

Reneault-Dufresnoy, présente une composition influencée par une composante de contamination crustale. Le groupe BRM2, présent essentiellement dans les formations de Bousquet, Dupuis et Reneault-Dufresnoy illustre une contamination crustale marquée, caractérisant les roches mafiques les plus jeunes du GBR.



Figure 7-21. Diagrammes de discrimination tectonique des roches mafique. A. Diagramme Th/Yb vs Nb/Yb de Pearce (2014). B. Diagramme DF1 vs DF2 de Agrawal *et al.* (2008). Diagramme Zr/Nb vs Nb/Th de Condie (2005). ACF = assimilation et cristallisation fractionnée; CCA = croute continentatle archéenne (valeurs de Taylor et McLennan, 1995); EN = enrichi; IAT = tholéiite d'arc volcanique (*island arc tholeiit*); OIB = basalte intraplaque océanique (*ocean island basalt*); MA = manteau appauvri; MAP = manteau appauvri profond; MP = manteau primitif (valeurs de Sun et McDonough, 1989).

Le diagramme DF1 vs DF2 (Agrawal *et al.*, 2008; Figure 7-21B) a été construit sur la base d'analyses statistiques multivariées permettant d'identifier deux facteurs discriminants qui prennent en compte à eux seuls les variations de La, Sm, Yb, Nb et Th au sein de laves mafiques. Ce diagramme permet de discriminer les basaltes de rides médio-océaniques (MORB), d'arcs (IAB), de rifts continentaux (CRB) et de points chauds océaniques (OIB). Sur ce diagramme à nouveau, les échantillons des groupes géochimiques BRM3 et BRM4 (localisés dans le champ des MORB) apparaissent distincts de ceux des groupes BRM1 et BRM2 (BRM1 se trouvant partagé entre les champs MORB et arc volcanique; BRM2 dans le champ des arcs volcaniques). Cette répartition suppose une évolution depuis des laves dont la composition est proche de celle du manteau primitif vers des laves contaminées par une source de type croute continentale archéenne.

Le diagramme de la Figure 7-21C (Condie, 2005) se sert des rapports d'éléments en trace incompatibles Zr/Nb vs Nb/Th pour identifier l'environnement géodynamique de mise en place des laves mafiques. Comme pour la Figure 7-21A, le rapport Th/Nb permet une discrimination efficace des groupes BRM3-BRM4, BRM1 et BRM2. Ce diagramme illustre lui aussi une évolution géochimique du GBR depuis des compositions proches du manteau primitif vers des compositions progressivement plus influencées par une composante de contamination par une croute continentale archéenne.

Condie (2005) interprète que les échantillons se trouvant proches du pôle enrichi (EN) ont subi une interaction avec une croute continentale et/ou une lithosphère subcontinentale, cette dernière ayant pu hériter d'une signature géochimique de zone de subduction. Il observe également que la plupart des échantillons archéens se localisent dans une zone restreinte, proche du pôle représentant la composition du manteau primitif. Cette caractéristique est également observée pour les échantillons du GBR sur les diagrammes des Figures 7-21A et B. À contrario, le diagramme de Condie (2005) met en évidence qu'il ne semble pas exister une source des magmas de type manteau appauvri (MA, source des basaltes de rides médio-océaniques) pour les roches mafiques du GBR (ni pour les roches archéennes en général). Condie (2005) explique l'absence d'une telle source et l'importance d'une source de type MP à l'Archéen par le fait que, avant 2,7 Ga (âge d'une large production de croute continentale), il n'existait probablement pas de réservoir appauvri peu profond dans le manteau. Dès lors, le manteau primitif était la source principale des laves mafiques émises aux rides médio-océaniques et aux points chauds. L'auteur souligne également que les échantillons archéens se positionnent sur une droite reliant les pôles

MAP (manteau appauvri profond, source des panaches mantelliques) et EN (composante enrichie tel qu'une croute continentale ou lithosphère subcontinentale). Ce spectre de composition serait le résultat de l'éruption de panaches mantelliques sur une lithosphère continentale amincie (permettant d'éviter la subduction de celle-ci).

Par ailleurs, Condie (2005) montre que le champ de composition des basaltes de plateaux océaniques (et plus précisément la partie occupée par des roches issues de la tête des panaches mantelliques modernes, proche du manteau primitif) se superpose légèrement à celui des basaltes liés aux zone de subduction. L'influence d'une zone de subduction sur la composition géochimique des roches du GBR semble cependant peu probable via le diagramme de la Figure 7-21A et est également traitée avec circonspection dans les travaux de Laflèche *et al.* (1992a), Laflèche *et al.* (1992b), Mercier-Langevin (2005) et Yergeau (2015). Les travaux de Bédard *et al.* (2003, 2013); Bédard (2006); Bédard et Harris (2014); Bédard (2018) remettent en question l'existence même des zones de subduction à l'Archéen, justifiant que la signature géochimique des laves calco-alcalines (grenat et titanates résiduels durant la fusion d'une source basaltique profonde) n'est pas nécessairement propre à l'influence d'une zone de subduction et que l'échelle et les faciès volcaniques des suites calco-alcalines archéennes diffèrent de ceux des arcs modernes. Les compositions géochimiques sont expliquées comme le résultat d'un mélange par assimilation/cristallisation fractionnée d'un panache mantellique et de liquides crustaux anatexiques.

Le diapirisme mantellique en contexte extensif est souvent évoqué pour expliquer la mise en place des roches volcaniques du GBR (Capdevila *et al.*, 1982; Goodwin, 1982; Jensen, 1985; Laflèche *et al.*, 1992a, b; Mercier-Langevin, 2005). La genèse de magmas transitionnels à calco-alcalins par contamination par une composante de type croute continentale est également proposée dans la littérature (Baragar, 1968; Gélinas et Ludden, 1984; Gélinas *et al.*, 1984). D'autres auteurs montrent que la fusion de basaltes typiques archéens génère des roches de composition intermédiaire à felsique, d'affinité calco-alcaline sans qu'une composante de contamination crustale ne soit nécessaire (Bédard *et al.*, 2013; Bédard, 2018).

Les observations issues des diagrammes de la Figure 7-21, la chronologie évoquée plus haut ainsi que les contributions de la littérature permettent d'identifier un contexte géodynamique probable pour les roches mafiques du GBR. Le groupe géochimique BRM3, le plus proche de la composition du manteau primitif, représente les premières laves se mettant en place dans le GBR, par diapirisme mantellique dans un contexte d'extension océanique de ride ou de plateau (Dimroth *et al.*, 1982; Laflèche *et al.*, 1992a; Wyman *et al.*, 1999 Mercier-Langevin, 2005). Ce panache a pu former des basaltes de plateau océanique et la composition de la source est probablement celle d'une lherzolite à spinelle (Laflèche *et al.*, 1992b) impliquant des profondeurs de fusion de 20 à 60 km. Les roches du groupe géochimique BRM4 représentent l'évolution par cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique des roches du groupe BRM3.

La mise en place des magmas transitionnels à calco-alcalins des groupes BRM1 et BRM2 est vraisemblablement liée à des processus plus complexes que la simple cristallisation fractionnée à partir des magmas des groupes BRM3 et BRM4. L'influence d'une croute continentale archéenne ou d'une lithosphère subcontinentale a été évoquée plus haut. La modélisation de la fusion partielle de différentes sources métabasaltiques par Laflèche *et al.* (1992a), suggère que la fusion d'une granulite ou d'une éclogite à grenat ait pu générer les magmas mafiques transitionnels à calco-alcalins du GBR. Ce processus implique l'épaississement d'une croute par sous-plaquage pour atteindre des conditions d'anatexie à une profondeur de fusion importante (>40 km). La profondeur de fusion est estimée grâce aux conditions de stabilité du grenat dans le manteau, le grenat étant compatible avec les ETR lourdes, appauvries dans les roches calco-alcalines.

#### 7.3.2. Pétrogenèse felsique

Selon Lesher *et al.* (1986) et Hart *et al.* (2004), la majorité des gisements de SMV archéens est abritée par des roches volcaniques felsique de type FIII et FII. Hart *et al.* (2004) et Petford *et al.* (2000) démontrent que la genèse et la composition géochimique distincte des roches felsiques, dans les successions bimodales caractérisant les camps de SMV, est plus probablement le fruit de processus de fusion partielle d'une source basaltique hydratée à des pressions et températures données que celui de processus de cristallisation fractionnée au sein d'une chambre magmatique. Il est en effet vraisemblable que la cristallisation d'un magma basaltique dans une chambre magmatique ait mené à la mise en place d'un volume de roches intermédiaires (andésites) plus conséquent que ce qui est observé à travers le GBR et à travers d'autres successions volcaniques bimodales (p. ex. : Kidd Creek). Dès lors, les différences de composition des roches felsiques observées sont interprétées comme le résultat de variations de minéralogie et de composition de

la croute, de conditions de pression et de température, et dans une moindre mesure de processus de cristallisation fractionnée (Hart *et al.*, 2004).

Dans cette étude, les roches felsiques du GBR ont été classées en quatre groupes géochimiques. Le groupe BRF2 représente les premières roches felsigues mises en place au sein du GBR dans la Formation d'Hébécourt. Elles sont d'affinité tholéiitique à majoritairement transitionnelle et ne présentent pas ou peu de signe d'une contamination crustale; elles sont généralement associées aux rhyolites de type FIIIb. La pétrogenèse de ces dernières implique un faible degré de fusion partielle (<10 %) d'une composante crustale à faible profondeur (<30 km) et à haute température (900°-1100°C) dans un contexte extensif. À la fin du premier épisode volcanique de McNicoll et al. (2014) et durant le second épisode, les roches felsiques des groupes BRF1 et BRF3 se mettent en place dans la partie centrale du GBR (formation de Duprat-Montbray, Noranda, Horne et Rouyn-Pelletier). Ces roches sont associées aux rhyolites de type FIIIa dont la pétrogenèse se fait dans des conditions thermo-barométriques intermédiaires entre celles des rhyolites de type FIIIb et FII. Les rhyolites de type FII (groupe géochimique BRF4) sont mises en place durant le troisième et quatrième épisode et principalement associées à la Formation de Bousquet. Elles sont produites à des pressions relativement élevées (>0,75 GPa) et pour des températures plus faibles que les rhyolites de type FIII (~750-1100°C). Ces conditions correspondent au domaine de stabilité la hornblende et parfois du grenat, impliquant un fractionnement modéré à important des ETR lourds par rapports aux ETR légères. Le troisième épisode voit également se poursuivre la mise en place de rhyolites de type FIIIa dans le centre de GBR alors que le type FIIIb s'étend localement (membre de Cyprus et rhyolite #19) jusqu'à l'épisode quatre.

Les diagrammes de discrimination de l'environnement tectonique des roches felsiques de Pearce *et al.* (1984) sont présentés à la Figure 7-22. Le groupe géochimique BRF2 (Figure 7-22B) présente des compositions se situant dans le champ intra-plaque mais proche de celui des rides océaniques, témoignant un contexte de mise en place dans un domaine en extension avec une certaine contamination crustale. Les roches des groupes BRF1, BRF3 et BRF4 (respectivement Figure 7-22A, C et D) sont progressivement géochimiquement décalées vers des compositions définies comme étant influencées par une composante d'arc volcanique de type I (*igneous granite*). Ce type de roche felsique est le résultat d'un processus de fusion en deux étapes (Winter, 2010) : la première implique une source mantellique produisant un magma basaltique à la base d'une croute moins dense où différents processus de cristallisation fractionnée et d'assimilation de matériel crustal (AFC) conduisent à la formation d'un sous-plaquage crustal gabbroïque. Dans

un second temps la fusion partielle de ce sous-plaquage mafique peut résulter en un magma typiquement tonalitique assez léger que pour remonter dans la croûte où d'autres processus de type AFC pourront opérer. Ce même mécanisme est invoqué par Bédard *et al.* (2013) pour expliquer la mise en place des centres felsique extrusifs de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi dont la composition est généralement comparable à celles des intrusions felsiques.



Figure 7-22. Diagrammes Nb vs Y de discrimination tectonique des roches felsiques de Pearce *et al.* (1984). A. Groupe géochimique BRF1. B, Groupe géochimique BRF2. C. Groupe géochimique BRF3. D. Groupe géochimique BRF4.

#### 7.3.3. Schéma géodynamique proposé pour le GBR

Bien que l'analyse pétrogénétique demeure un sujet complexe qui nécessite une réflexion approfondie, l'étude de l'évolution spatio-temporelle des signatures géochimiques associées aux groupes mafiques et felsiques du GBR présentée ici fournit certains jalons importants et permet de proposer, de façon spéculative à ce stade, un schéma géodynamique pour le GBR. Les épisodes discutés sont ceux de McNicoll *et al.* (2014; Figure 7-19).

Les premières roches datées du GBR, localisées dans la Formation d'Hébécourt, témoignent de la mise en place de magmas tholéiitiques à transitionnels (groupes BRM3, BRM4 et BRF2) issus d'une source mantellique peu profonde non affecté par des fluides anatexiques (roches des groupes mafiques BRM3 et BRM4) et associés à une zone d'extension de type rift océanique conduisant à un amincissement de la croute océanique, dans laquelle sont générées les roches felsiques du groupe BRF2.

Ce volcanisme évolue progressivement vers les laves transitionnelles à calco-alcalines, présentes dans la partie centrale du GBR (groupes BRM3, BRF1 et BRF3, formations de Duprat-Montbray, Noranda, Horne et Rouyn-Pelletier) et liées à des processus de fusion partielle un peu plus profonds dans croute épaissie (BRF1 et BRF3) ainsi qu'à une possible composante de contamination par des fluides anatexiques de haute pression affectant les roches mafiques du groupe BRM3.

Le troisième épisode atteste de la mise en place des roches calco-alcalines de la Formation de Bousquet (groupe BRM2 et BRF4). La composition géochimique des roches mafiques (groupe BRM2) est attribuée à une fusion mantellique profonde ainsi qu'à une contamination plus importante par une croute continentale épaissie par le sous-plaquage d'une lithosphère subcontinentale, en accord avec le modèle de Mercier-Langevin *et al.* (2007b). Les roches felsiques du groupe BRF4 sont issues de processus d'assimilation et de différentiation magmatique (AFC) dans les chambres volcaniques situées à un niveau crustal moyen (Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). À la même période, le volcanisme de profondeur moyenne se poursuit dans le centre du GBR (membres de Flavrian Ouest et d'Amulet inférieur).

Durant le dernier épisode de volcanisme du GBR se mettent en place les roches felsiques des groupes BRF2 et BRF4. Le groupe BRF2 témoigne de la génération de laves felsiques tholéiitiques à transitionnelles dans des chambres magmatiques située à faible profondeur dans

la croute (centres felsiques de Joannes, Cléricy et Cyprus). Le groupe BRF4 atteste quant à lui de la génération de laves felsiques calco-alcalines à des profondeurs crustales importante (rhyolite de Mobrun). Cet épisode démontre donc la contemporanéité de génération de magmas felsiques à différentes profondeurs crustales.

Les variations de profondeur observées de la source des magmas felsiques ainsi que le renforcement d'une contamination des magmas mafiques par une composante anatexique peut refléter une évolution du contexte géodynamique au cours de la mise en place des roches volcaniques du GBR. Les profondeurs de fusion crustales générant les magmas felsiques transitionnels et calco-alcalins des groupes BRF3 et BRF4 ne sont généralement atteintes qu'à partir des épisodes 3 et 4, à l'exception des rhyolites de Horne et du lac Marron (Figure 7-19). Ceci peut laisser penser qu'il n'existait pas de croûte épaisse lors de la mise en place des roches des épisodes 1 et 2, hormis localement, ou que des chambres magmatiques profondes ne s'étaient pas encore formées. La réactivation des basaltes de la croute océanique sous l'effet d'une remontée mantelliques comme le suggèrent Bédard et Harris (2014) et Bédard (2018) peut expliquer l'épaississement de la croute, permettant d'accentuer la génération de magma calcoalcalins mafiques (par intensification des fluides anatexiques) et felsiques (par mise en place de chambres magmatiques profondes) lors des deux derniers épisodes du GBR. Le fait que des laves de compositions différentes soient contemporaines à travers le GBR et que des produits de composition similaire soient d'âges différents souligne la présence simultanée des chambres magmatiques à différentes profondeurs et témoigne du caractère asynchrone de l'épaississement crustal.

Le cadre tectonique présenté ici dans lequel le GBR se serait formé demeure spéculatif et des travaux plus approfondis seront nécessaires afin de bien cerner l'évolution tectonique et volcanique responsable de la formation du GBR. Cependant, les travaux réalisés au cours de ce projet permettront de mieux contraindre les futurs modèles géodynamiques et métallogéniques grâce à une classification géochimique approfondie des différentes unités et formations du GBR.

# **CHAPITRE 8. Conclusion**

Ce dernier chapitre fait état des contributions apportées par ce travail et des principales conclusions issues du traitement statistique et de l'interprétation des données géochimiques du Groupe de Blake River.

## 8.1. Compilation géochimique

Une des contributions de cette étude a été de mettre à jour la base de données du SIGÉOM dans la portion québécoise du GBR en y incluant des données de la littérature, de nouveaux échantillons ainsi que des ré-analyses d'anciens échantillons. Ce travail d'expansion et de compilation a permis de constituer une base de données de 2566 analyses géochimiques complètes (éléments majeurs et traces) d'affleurements de roches volcaniques bien localisés (chapitre 3).

#### 8.2. Diagrammes de classification des roches volcaniques

Un des objectifs spécifiques de ce travail était de nommer les échantillons de roche du GBR sur la base du diagramme de classification géochimique des roches volcaniques classiquement utilisé, SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester et Floyd, 1977). Cependant, le GBR a été extensivement soumis à l'altération hydrothermale dans certains secteurs, ce qui rend inutilisable le SiO<sub>2</sub> (mobile dans ces conditions) comme indice de différenciation sur les roches les plus altérées. Au chapitre 4, seuls les échantillons dits "frais" ont donc été nommés sur le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub>. Ceci a permis de montrer que les roches les plus répandues du GBR sont les andésites basaltiques et les rhyolites. À l'inverse, les andésites et surtout les dacites sont peu représentées à travers le GBR (section 4.4).

Les sections 4.2 et 4.3 de cette étude démontrent que l'utilisation d'un diagramme de classification utilisant des éléments présumés immobiles ( $Zr/TiO_2$  vs Nb/Y; Winchester et Floyd, 1977) ne permet pas une équivalence stricte avec le diagramme SiO<sub>2</sub> vs  $Zr/TiO_2$ . Cela signifie que le rapport  $Zr/TiO_2$  n'est pas à même de reproduire fidèlement les variations de SiO<sub>2</sub> lors de la différentiation. Il a été entrepris de trouver un autre rapport d'éléments immobiles plus fortement corrélé à la silice. Il a été démontré qu'aucun équivalent ne peut être utilisé avec confiance car même avec

un coefficient de corrélation satisfaisant, il reste difficile de discriminer les roches intermédiaires entre elles, puisque leurs champs de composition se superposent. Il existe cependant des perspectives intéressantes pour la création de nouveaux diagrammes de classification des roches volcaniques altérées qui prendraient en compte l'effet de fermeture des données compositionnelles. De nouveaux algorithmes d'analyse statistique de type « *data-driven* » pourraient également permettre, après analyse des milliers de données d'échantillons frais disponibles dans les bases de données publiques, de prédire le niveau de différentiation d'un échantillon altéré en fonction d'un cortège d'éléments géochimiques immobiles.

## 8.3. Classification statistique des groupes géochimiques

L'autre objectif spécifique de ce travail était de caractériser les liens qui peuvent exister entre la composition géochimique des roches volcaniques du GBR et la stratigraphie, les datations et les minéralisations. Compte tenu du grand nombre de données géochimiques, une approche systématique était nécessaire (chapitres 5 et 6).

Les échantillons de roches volcaniques ont donc été classés dans des groupes représentant des compositions géochimiques distinctes entre elles, mais les plus homogènes possibles au sein de chaque groupe, grâce à des analyses statistiques multivariées. Les classifications ascendantes hiérarchiques ont été retenues pour leur facilité d'application et la praticité de la représentation des résultats sous forme de dendrogramme. Les analyses en composantes principales permettent d'illustrer la dépendance qui existe entre certains des groupes formés et les variables utilisées pour définir ces groupes. Les trois variables utilisées sont les rapports La/Yb, Th/Nb et Zr/Ti, car ils résument au maximum la variance géochimique totale des échantillons de la base de données du GBR et sont représentatifs de processus pétrogénétiques ayant influencé la composition des roches. Le protocole suivi avant de débuter l'analyse statistique implique : 1) le traitement des valeurs nulles et sous la limite de détection; 2) une séparation préalable des échantillons mafiques à intermédiaires et des échantillons felsiques, pour les traiter séparément; 3) l'identification et la suppression des échantillons présentant des valeurs aberrantes grâce aux distances de Mahalanobis. La méthode mise au point dans cette étude est applicable à d'autres bases de données géochimiques.

La formation de Noranda, où la stratigraphie est bien connue et où plusieurs gisements de SMV sont présents, a d'abord fait l'objet d'une étude détaillée. Les analyses statistiques ont permis d'y

identifier cinq groupes mafiques à intermédiaires et trois groupes felsiques. Ensuite, la même méthodologie a été appliquée à l'ensemble du GBR, où quatre groupes mafiques à intermédiaires et quatre groupes felsiques ont été définis. Les différences géochimiques entre les groupes sont interprétées comme reflétant une composition variable de la source des magmas et/ou des évolutions pétrogénétiques différentes.

À la section 4.4 du chapitre 4, l'objectif était de nommer correctement les roches volcaniques, quitte à sacrifier les échantillons altérés : le diagramme SiO<sub>2</sub> vs Zr/TiO<sub>2</sub> a donc été utilisé, sur les roches fraîches seulement, tel qu'évoqué plus haut. Par contre, au chapitre 6, les groupes statistiques ont été placés sur le diagramme Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y afin de pouvoir positionner tous les échantillons, peu importe le niveau d'altération hydrothermale. Ceci implique un compromis sur l'exactitude des noms de roches, qui est alors moindre.

## 8.4. Évolution de la formation de Noranda

À l'échelle de la formation de Noranda, l'analyse de la distribution spatio-temporelle des groupes géochimiques permet de tirer quelques conclusions (chapitre 7, section 7.1):

- Dans son ensemble, la formation de Noranda se compose d'une majorité d'échantillons felsiques (dacites, rhyodacites et rhyolites). Ceux-ci sont particulièrement représentés dans le Bloc de Powell alors que le Bloc de Flavrian est principalement de composition mafique (andésites basaltiques).
- La majorité des échantillons de la formation de Noranda ainsi que les blocs de Powell et de Flavrian sont d'affinité magmatique transitionnelle.
- ... À de rares exceptions près, les membres de la formation de Noranda sont généralement composés de plusieurs groupes géochimiques (excepté les membres d'Héré et de Quémont) et chaque groupe géochimique est présent dans plus d'un membre (excepté le groupe NM5 spécifique au membre de Delbridge).
- Dans le Bloc de Flavrian, les membres de la base et du sommet stratigraphique de la formation de Noranda sont occupés principalement par des échantillons d'affinité tholéiitique à transitionnelle, alors que les unités centrales sont dominées par des échantillons d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. De tels liens entre la stratigraphie et l'affinité magmatique ne sont pas observables dans le Bloc de Powell avec les données actuellement disponibles.

- ... L'évolution de la composition géochimique avec la stratigraphie indique une succession de cinq épisodes distingués en fonction des proportions mafiques-felsiques et de l'affinité magmatique.
- La compilation de la composition des membres minéralisés de la formation de Noranda met en évidence que le camp central de Noranda présente une majorité d'échantillons mafiques alors que les camps Sud et Est sont largement felsiques. Le camp Est n'est composé que d'échantillons d'affinité transitionnelle alors que les camps Central et Sud présentent des affinités allant de transitionnelles à calco-alcalines.

# 8.5. Évolution du GBR

À l'échelle de l'ensemble du GBR, l'analyse de la distribution spatio-temporelle des groupes géochimiques permet de tirer les conclusions suivantes (chapitre 7, section 7.2):

- ∴ Dans son ensemble, le GBR est de composition bimodale mafique. Les andésites basaltiques sont les plus nombreuses, suivies des rhyodacites et des rhyolites.
- ... La grande majorité des échantillons du GBR est d'affinité magmatique transitionnelle.
- Les formations du GBR, telles que définies aujourd'hui, ne semblent pas se mettre en place à l'intérieur d'une période de temps unique par rapport aux autres formations. Chaque formation ne correspond pas non plus à une ou des composition(s) géochimique(s) spécifiques, sauf exception.
- À travers le GBR, des roches de signature géochimique comparable ont pu se mettre en place environ au même moment dans des secteurs différents. Des périodes différentes ont également pu enregistrer des signatures géochimiques semblables. Ce diachronisme spatio-temporel souligne la complexité de l'évolution géodynamique du GBR.
- La composition géochimique des roches hôtes de la minéralisation ne semble pas être le facteur décisif pour la mise en place de gisements de SMV.
- ∴ Les SVM se développent en plusieurs phases durant l'évolution du GBR (McNicoll *et al.,* 2014) et il ne semble pas avoir de période plus favorable qu'une autre pour leur développement.

Cependant, la mise en place des gisements de SMV riches en or de Horne, Quémont et LaRonde-Penna lors de changements soudains de l'affinité magmatique des roches encaissantes tend à être confirmée.

# 8.6. Aperçu de la pétrogenèse et de la géodynamique

L'étude succincte de la pétrogenèse mafique et felsique des unités volcaniques du GBR réalisée dans ce travail permet de proposer, de façon spéculative, un schéma géodynamique pour le GBR (chapitre 7, section 7.3). Le schéma implique que la variation de la composition géochimique des roches volcaniques du GBR soit liée à un changement dans la profondeur de fusion de la source des magmas. Il semble exister un approfondissement progressif de la source, générant des magmas progressivement plus calco-alcalins, bien que ces variations soient asynchrones à travers le GBR. Cet approfondissement pourrait être le signe d'une remontée mantellique permettant le sous-plaquage de matériel basaltique sous la croute et son épaississement progressif.

Ces dernières hypothèses restent cependant à étayer avec d'autres études plus approfondies (compositions isotopiques, modélisations pétrogénétiques, etc.) qui pourront néanmoins se baser sur les classifications géochimiques proposées dans ce travail.

# RÉFÉRENCES

- Agrawal, S., Guevara, M., et Verma, S. P., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review, v. 50, no. 12, p. 1057-1079.
- Aitchison, J., 1981. A new approach to null correlations of proportions. Journal of the International Association for Mathematical Geology, v. 13, no. 2, p. 175-189.
- Aitchison, J., 1982. The statistical analysis of compositional data. Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological), p. 139-177.
- Aitchison, J., 1983. Principal component analysis of compositional data. Biometrika, v. 70, no. 1, p. 57-65.
- Aitchison, J., et Egozcue, J. J., 2005. Compositional data analysis: Where are we and where should we be heading?. Mathematical Geology, v. 37, no. 7, p. 829-850.
- Allen, R. L., et Weihed, P., 2002. Global comparisons of volcanic-associated massive sulphide districts. Geological Society, London, Special Publications, v. 204, no. 1, p. 13-37.
- Ambrose, J. W., 1941. Cléricy and La Pause map-area, Québec. Geological Survey of Canada, v. Memoir 233, 86 p.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N., 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. Precambrian Research, v. 115, no. 1, p. 63-95.
- Baragar, W., 1968. Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, no. 4, p. 773-790.
- Barrie, C., et Hannington, M., 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. Reviews in Economic Geology, v. 8, p. 1-11.
- Bédard, J. H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 70, no. 5, p. 1188-1214.
- Bédard, J. H., 2018. Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. Geoscience Frontiers, v. 9, p. 19-49.
- Bédard, J. H., et Harris, L. B., 2014. Neoarchean disaggregation and reassembly of the Superior craton. Geology, v. 42, no. 11, p. 951-954.
- Bédard, J. H., Brouillette, P., Madore, L., et Berclaz, A., 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. Precambrian Research, v. 127, no. 1-3, p. 61-87
- Bédard, J. H., Harris, L. B., et Thurston, P. C., 2013. The hunting of the snArc. Precambrian Research, v. 229, no. 0, p. 20-48.
- Bédard, L. P., et Ludden, J. N., 1997. Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, no 3, p. 286-298.

- Bigot, L., 2014. Typologie des altérations associées aux minéralisations aurifères en Abitibi. Rapport, Projet CONSOREM 2013-07, p. 48.
- Buccianti, A., et Grunsky, E., 2014. Compositional data analysis in geochemistry: Are we sure to see what really occurs during natural processes? Journal of Geochemical Exploration, v. 141, p. 1-5.
- Campbell, I., Lesher, C., Coad, P., Franklin, J., Gorton, M., et Thurston, P., 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits. Chemical Geology, v. 45, no. 3, p. 181-202.
- Capdevila, R., Goodwin, A., Ujike, O., et Gorton, M., 1982. Trace-element geochemistry of Archean volcanic rocks and crystal growth in southwestern Abitibi Belt, Canada. Geology, v. 10, no. 8, p. 418-422.
- Carranza, E. J. M., 2011. Analysis and mapping of geochemical anomalies using logratiotransformed stream sediment data with censored values. Journal of Geochemical Exploration, v. 110, no. 2, p. 167-185.
- Caté, A., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Duff, S., Hannington, M. D., et Dubé, B., 2014, Insight on the chemostratigraphy of the volcanic and intrusive rocks of the Lalor auriferous VMS deposit host succession, Snow Lake, Manitoba. Geological Survey of Canada, Current Research 2014-6.
- Caté, A., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Duff, S., Hannington, M. D., Dubé, B., et Gagné, S., 2015. Geology and Au enrichment processes at the Paleoproterozoic Lalor auriferous volcanogenic massive sulphide deposit, Snow Lake, Manitoba, *In*: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Volcanogenic Massive Sulphide Deposit Genesis and Exploration Methods Development, (ed.) J.M. Peter et P. Mercier Langevin. Geological Survey of Canada, Open File 7853, p. 131-145.
- Chown, E., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J., 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, no. 10, p. 2211-2225.
- Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? Lithos, v. 79, no. 3, p. 491-504.
- Daigneault, R., Mueller, W., et Chown, E., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. Precambrian Research, v. 115, no. 1, p. 261-290.
- David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M., et Rhéaume, P., 2006. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2006-04, 22 p.
- David, J., Davis, D. W., Dion, C., Goutier, J., Legault, M., et Roy, P., 2007. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2007-01, 17 p.
- David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Dion, C., Goutier, J., et Barbe, P., 2010. Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2010-11, 37 p.

- Davis, D. W., 2002. U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. Precambrian Research, v. 115, no. 1, p. 97-117.
- Davis, J. C., 2002. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, New York, 638 p.
- de Rosen-Spence, A., 1969. Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cuprozincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, no. 6, p. 1339-1345.
- de Rosen-Spence, A., 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, University of Toronto, Toronto.
- Debreil, J.-A., 2014. Évolution volcanologique et chimico-stratigraphique du district minier de Matagami, Sous-province de l'Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Institut National de la Recherche Scientifique, centre Eau Terre Environnement, Québec, 301 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 9, p. 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, no. 9, p. 1374-1388.
- Dion, C., et Rhéaume, P., 2007. Stratigraphie de la partie occidentale du Groupe de Blake River. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport ET 2007-03, 29 p.
- Doucet, P., Mueller, W., et Chartrand, F., 1998. Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulfide deposit, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 35, no. 6, p. 620-636.
- Dubé, B., et Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 49-73.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Lafrance, B., Gosselin, G., et Gosselin, P., 2007. The LaRonde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Québec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration. Economic Geology, v. 102, no. 4, p. 633-666.
- Dupré, B., Chauvel, C., Arndt, N. T., 1984. Pb and Nd isotopic study of two Archean komatiitic flows from Alexo, Ontario. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 48, no 10, p. 1965-1972.
- Egozcue, J. J., 2009. Reply to "on the Harker variation diagrams;…" by JA Cortés. Mathematical Geosciences, v. 41, no. 7, p. 829-834.
- Egozcue, J. J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G., et Barceló-Vidal, C., 2003. Isometric logratio transformations for compositional data analysis. Mathematical Geology, v. 35, no. 3, p. 279-300.
- Epp, M., 1997. Geology, Petrology and Geochemistry of the Potterdoal Cu-Zn Deposit, Kidd-Munro Assemblage, Munro Township, Ontario. Thèse de maitrise, McMaster University, Hamilton.

- Falco Pacific Ressource Group, 2014. Falco pacific announces initial horne 5 resource of 2.15 million oz gold (2.8 million oz gold equivalent). Press release, http://www.falcores.com/English/news/default.aspx, NR14-04, 10 p.
- Faure, S., 1990. Synthèse géologique et évolution géodynamique du gisement polymétallique des mines Selbaie, nord-ouest de la ceinture archéenne de l'Abitibi. Thèse de maitrise, Université du Québec à Montréal, Montréal.
- Filzmoser, P., Garrett, R. G., et Reimann, C., 2005. Multivariate outlier detection in exploration geochemistry. Computers & geosciences, v. 31, no. 5, p. 579-587.
- Filzmoser, P., Hron, K., et Reimann, C., 2009a. Principal component analysis for compositional data with outliers. Environmetrics, v. 20, no. 6, p. 621-632.
- Filzmoser, P., Hron, K., Reimann, C., et Garrett, R., 2009b. Robust factor analysis for compositional data. Computers & Geosciences, v. 35, no. 9, p. 1854-1861.
- Franklin, J., Lydon, J., et Sangster, D., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Economic Geology, 75<sup>th</sup> Aniversary Volume, p. 485-627.
- Franklin, J., Gibson, H., Jonasson, I., et Galley, A., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology, 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, p. 523-560.
- Gaboury, D., et Pearson, V., 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. Economic Geology, v. 103, no. 7, p. 1531-1562.
- Galley, A. G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. Mineralium Deposita, v. 38, no. 4, p. 443-473.
- Galley, A., Hannington, M., et Jonasson, I., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 141-161.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P., et Grasso, F., 1976. Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, rapport DPV 426, 54 p.
- Gélinas, L., et Ludden, J. N., 1984. Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archaean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the southern Abitibi belt, Superior province. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 35, no. 1-3, p. 77-88.
- Gélinas, L., Trudel, P., et Hubert, C., 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, no. 2, p. 220-231.
- Gibson, H. L., 1989. The Mine Sequence of the Central Noranda Volcanic Complex: Geology, Alteration, Massive Sulphide Deposits and Volcanological Reconstruction. Thèse de doctorat, Carleton University, Ottawa.
- Gibson, H. L., et Watkinson, D., 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec. *Dans* Rive, Verpaelst, Gagnon, Lulin, Riverin et Simard (eds), The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of
mining exploration. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 43, p. 119-132.

- Gibson, H. L., Kerr, D. J., et Cattalani, S., 2000. The Horne mine: Geology, history, influence on genetic models, and a comparison to the Kidd Creek mine. Exploration and Mining Geology, v. 9, no. 2, p. 91-111.
- Gibson, H. L., Richardson, D., Hannington, M., Gibbins, S., DeWolfe, M., et Duff, D., 2003. The Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit: a growing giant, after forty years of mining, exploration, and research. Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, The Gangue, v. 78, p. 1-7.
- Gibson, H., et Galley, A., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, no. 5, p. 533-552.
- Gilmour, P. 1965. The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda District, Northwestern Quebec, *in* Proceedings Geological Association of Canada, v. 16, p. 63-81.
- Goldie, R., 1976. The Flavrian and Powell Plutons, Noranda Area, Quebec. Thèse de doctorat, Queen's University, Kingston.
- Goodwin, A. M., 1977. Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. *Dans* Baragar, W.R.A., Coleman, L.C., et Hall, J.M. (eds). Volcanic regimes in Canada. Geological Association of Canada, Special Paper, v. 16, p. 205-241.
- Goodwin, A. M., 1979. Archean volcanic studies in the Timmins-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec, Geological Survey of Canada, Bulletin 278, 51 p.
- Goodwin, A., 1982. Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition, and development. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 6, p. 1140-1155.
- Goutier, J., 1997. Géologie de la région de Destor (32D/07-200-0201). Ministère des Ressources naturelles, Québec, rapport RG 96-13, 37 p.
- Goutier, J., Legault, M., Lafrance, B., Doucet, P., et Ouellet, M.-C., 2000. Compilation géoscientifique, carte Rouyn-Noranda (SI-32D-C2G-01A), échelle 1 : 250 000. Ministère des Ressources naturelles, Québec, Carte géologique avec légende.
- Goutier, J., McNicoll, V., Dion, C., Lafrance, B., Legault, M., Ross, P., Mercier-Langevin, P., Cheng, L., de Kemp, E., et Ayer, J., 2009. L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-3 sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport GM 64195, 86 p.
- Goutier, J., Dion, C., Ross, P. S., Lafrance, B., Legault, M., McNicoll, V., et Mercier-Langevin, P., en préparation. La nouvelle stratigraphie du Groupe de Blake River et son impact sur l'exploration des sulfures massifs volcanogènes. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- Grunsky, E. C., 2010. The interpretation of geochemical survey data. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v. 10, no. 1, p. 27-74.

- Grunsky, E., 2013. Predicting Archaean volcanogenic massive sulphide deposit potential from lithogeochemistry: application to the Abitibi Greenstone Belt. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v. 13, no. 4, p. 317-336.
- Gunning, H., et Ambrose, J., 1937. Cadillac-Malartic area, Quebec. The Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy and the Mining Society of Nova Scotia, v. 40, p. 341-362.
- Gunning, H. C., et Ambrose, J. W., 1940. Malartic Area, Quebec, Geological Survey of Canada, Memoir 222, 142 p.
- Hart, T., Gibson, H., et Lesher, C., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. Economic Geology, v. 99, no. 5, p. 1003-1013.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., et Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. Journal of Petrology, v. 48, no. 12, p. 2341-2357.
- Hodgson, C., et MacGeehan, P., 1982. A review of the geological characteristics of the "goldonly" deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, v. 24, p. 211-229.
- Hodgson, C. J., 1985. Notes for Short Course on Precambrian Lode Gold Deposits, Geological Association of Canada, Cordilleran Section.
- Hubert, C., Trudel, P., et Gélinas, L., 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, no. 9, p. 1024-1032.
- Hutchinson, R., 1965. Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, v. 58, p. 972-986.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., et Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology, v. 26, p. 105-117.
- Jenner, G. A., 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. *Dans* Wyman, D. A. (ed), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes, v. 12, p. 51-77.

## APA

- Jensen, L. S., 1985. Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, southwestern Abitibi Subprovince, Ontario. Evolution of Archean supracrustal sequences. Dans Ayers L. D., Thurston P.C., Card C.D., and Weber W., Geological Association of Canada, Special Paper, v. 28, p. 65-87.
- Jolly, W., 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *Dans* Fraser, J. A., Heywood, W. W. (éds.), Metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, paper 78-10, p. 63-78.
- Kennedy, L. P., 1985. The geology and geochemistry of the Archean Flavrian pluton, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, University of Western Ontario, London.

- Kerr, D. J., et Gibson, H. L., 1993. A comparison of the Horne volcanogenic massive sulfide deposit and intracauldron deposits of the Mine Sequence, Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 88, no. 6, p. 1419-1442.
- Labbé, J.-Y., Couture, J.-F., et Dion, D.-J., 1995. Potentiel aurifère au nord de Lebel-sur-Quévillon: nouvelles cibles d'exploration. Ministère des Ressources naturelles, Québec, rapport PRO 95-07, 8 p.
- Laflèche, M., 1991. Pétrologie et géochimie des éléments traces du magmatisme archéen de la partie sud de la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier, 212 p.
- Laflèche, M., Dupuy, C., et Bougault, H., 1992a. Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. Precambrian Research, v. 57, no. 3, p. 207-241.
- Laflèche, M., Dupuy, C., et Dostal, J., 1992b. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, no. 7, p. 1448-1458.
- Lafrance, B., 2003. Reconstruction d'un environnement de sulfures massifs volcanogènes déformé: exemple archéen de Normétal, Abitibi. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, 362 p.
- Lafrance, B., Moorhead, J., et Davis, D., 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, rapport EP 2002-07, 45 p.
- Lafrance, B., et Dion, C., 2004. Synthèse de la partie est du groupe de Blake River, phase 1: secteur à l'est de la faille du ruisseau Davidson (32D/07 SE), Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, rapport RP 2004-04, 14 p.
- Lafrance, B., Davis, D. W., Goutier, J., Moorhead, J., Pilote, P., Mercier-Langevin, P., Dubé, B. et Galley, A., 2005. Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, rapport RP 2005-01, 15 p.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., et Huston, D. L., 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology, v. 96, no. 5, p. 957-971.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., et Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of petrology, v. 27, no. 3, p. 745-750.
- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D. W., et Baillargeon, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi subprovince, Quebec, Canada. Precambrian Research, v. 115, no. 1, p. 187-221.
- Legault, M., et Rabeau, O., 2007. Étude métallogénique et modélisation 3D dans la région de la Faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda (phase 2), Québec. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, rapport RP 2007-03, 11 p.

- Lesher, C., Goodwin, A., Campbell, I., et Gorton, M., 1986. Trace-element geochemistry of oreassociated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 2, p. 222-237.
- Lichtblau, A. P., et Dimroth, E., 1980. Stratigraphy and facies at the south margin of the Archean Noranda caldera, Noranda, Québec. Geological Survey of Canada Current Research, v. 80-1A, p. 69-76.
- MacIntosh, J. A., 1977. Canton de Cléricy (1/2 N). Ministère des Richesses naturelles, Québec, rapport RG-180, 97 p.
- MacLean, W., et Hoy, L. D., 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 86, no. 3, p. 506-528.
- Martin-Fernandez, J. A., Palarea-Albaladejo, J., et Olea, R. A., 2011. Dealing with zeros. *Dans* Pawlowsky-Glahn, V., et Buccianti, A., (éds.), Compositional data analysis: Theory and applications, Wiley, p. 47-62.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J., et Gibson, H., 2014. U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. Economic Geology, v. 109, no. 1, p. 27-59.
- Mercier-Langevin, P., 2005. Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères Laronde, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Institut National de la Recherche Scientifique, centre Eau Terre Environnement, Québec, 698 p.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Davis, D. W., et Lafrance, B., 2004. Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, rapport ET 2003-03, 47 p.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Davis, D., Lafrance, B., et Gosselin, G., 2007a. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: part I. Geology and geochronology. Economic Geology, v. 102, no. 4, p. 585-609.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Richer-Laflèche, M., et Gosselin, G., 2007b. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Lithogeochemistry and paleotectonic setting. Economic Geology, v. 102, no. 4, p. 611-631.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Lafrance, B., Hannington, M., Galley, A., Moorehead, J., et Gosselin, P. 2007c. Metallogeny of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi Greenstone belt, Quebec. *Dans* Goodfellow, W. D. (éd.), Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 673-701.
- Mercier-Langevin, P., Ross, P., Lafrance, B., et Dubé, B., 2008. Volcaniclastic rocks of the Bousquet scoriaceous tuff units north of the LaRonde Penna mine, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi greenstone belt, Quebec. Natural Ressources Canada, Current Research 2008-11, 19 p.

- Mercier-Langevin, P., Monecke, T., Dubé, B., Gibson, H., Hannington, M. D., McNicoll, V., Goutier, J., et Gosselin, G., 2009. Les sulfures massifs volcanogènes géants du Groupe de Blake River : l'état des connaissances et les implications pour l'exploration Partie I – LaRonde Penna. Congrès Abitibi 2009 – Abitibi Cuivre, Rouyn-Noranda, Excursions géologiques, rapport GM 64196, p. 29-50.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dubé, B., et Bécu, V., 2011a. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, v. 46, no. 5-6, p. 509-539.
- Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Ross, P., McNicoll, V., Monecke, T., Dion, C., Dubé, B., Thurston, P., Bécu, V., Gibson, H., Hannington, M., Galley, A., 2011b. The Blake River Group of the Abitibi greenstone belt and its unique VMS and gold-rich VMS endowment. Geological Survey of Canada, Open File 6869, 61 p.
- Mercier-Langevin, P., McNicoll, V., Allen, R. L., Blight, J. H., et Dubé, B., 2013. The Boliden goldrich volcanogenic massive sulfide deposit, Skellefte district, Sweden: new U–Pb age constraints and implications at deposit and district scale. Mineralium Deposita, v. 48, no. 4, p. 485-504.
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., et Guha, J., 2014. The Lemoine auriferous volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: geology and genesis. Economic Geology, v. 109, no. 1, p. 231-269.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dubé, B., Piercey, S. J., Peter, J. M., et Pehrsson, S. J., 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits A summary of key features, with an emphasis on TIGI-4 research contributions. *Dans*: J.M. Peter and P. Mercier-Langevin (éds), Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Volcanogenic Massive Sulphide Deposit Genesis and Exploration Methods Development, Geological Survey of Canada, Open File 7853, p. 117–130.
- Moore, L. N., Mueller, W. U., & Daigneault, R., 2012. In situ hydroclastic fragmentation of subaqueous ponded lavas; New Senator caldera, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. Precambrian Research, v. 214, p. 44-59.
- Moore, L. N., Daigneault, R., Aird, H. M., Banerjee, N. R., et Mueller, W. U., 2016, Reconstruction and evolution of Archean intracaldera facies: the Rouyn–Pelletier Caldera Complex of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 53, no. 4, p. 355-377.
- Monecke, T., Gibson, H., Dubé, B., Laurin, J., Hannington, M., et Martin, L., 2008. Geology and Volcanic Setting of the Horne Deposit, Rouyn-Noranda, Quebec, Initial Results of a New Research Project. Geological Survey of Canada, Current Research 2008-9, 15 p.
- Mortensen, J., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, no. 1, p. 29-41.
- Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J., et Chown, E., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Tectonophysics, v. 265, no. 1, p. 127-150.
- Mueller, W., Moore, L., et Pilote, C., 2007. Blake River Group evolution: characteristics of the subaqueous Misema and New Senator calderas. Divex, Rapport Annuel, Sous-projet SC25, 9 p.

- Mueller, W. U., Stix, J., Corcoran, P. L., et Daigneault, R., 2009. Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas. Ore Geology Reviews, v. 35, no. 1, p. 4-46.
- Mueller, W. U., Friedman, R., Daigneault, R., Moore, L., et Mortensen, J., 2012. Timing and characteristics of the Archean subaqueous Blake River Megacaldera Complex, Abitibi greenstone belt, Canada. Precambrian Research, v. 214-215, p. 1-27.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, no. 5, p. 757-775.
- Pawlowsky-Glahn, V., et Egozcue, J., 2006. Compositional data and their analysis: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, v. 264, no. 1, p. 1-10.
- Pawlowsky-Glahn, V., Egozcue, J. J., et Tolosana Delgado, R., 2007. Lecture notes on compositional data analysis, 96 p.
- Pawlowsky-Glahn, V., et Buccianti, A., 2011. Compositional data analysis: Theory and applications. John Wiley & Sons, Chichester, 378 p.
- Péloquin, A. S., Potvin, R., Paradis, S., Laflèche, M., Verpaelst, P., et Gibson, H., 1990. The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec: a stratigraphic synthesis. *Dans* Rive M., Verpaelst P., Gagnon Y., Lulin J.-M., Riverin G. et Simard A. (eds), The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, volume spécial 43, p. 107-118.
- Péloquin, A., Verpaelst, P., et Ludden, J., 1996. Spherulitic rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada; implications for stratigraphic correlation and volcanogenic massive sulfide exploration. Economic Geology, v. 91, no. 2, p. 343-354.
- Péloquin, A. S., Verpaelst, P., Ludden, J. N., Dejou, B., et Gaulin, R., 2001. Stratigraphie de la partie ouest du Groupe de Blake River (Sous-province de l'Abitibi). Ministère des ressources naturelles, Québec, rapport ET 98-03, 35 p.
- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Dans* Wyman, D.A. (eds), Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, p. 79-113.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, v. 100, no. 1, p. 14-48.
- Pearce, J. A, 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. Elements, v. 10, no. 2, p. 101-108.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., et Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology, v. 25, no. 4, p. 956-983.
- Piercey, S. J., Chaloux, E. C., Péloquin, A. S., Hamilton, M. A., et Creaser, R. A., 2008. Synvolcanic and younger plutonic rocks from the Blake River Group: implications for regional metallogenesis. Economic Geology, v. 103, no. 6, p. 1243-1268.
- Piercey, S. J., 2011. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, v. 46, no. 5-6, p. 449-471.
- Pearson, K., 1897. Mathematical contribution to the theory of evolution. On a form of spurious correlation wich may arise when indices are used in the measurement of organs. Proceedings of the Royal Society of London, v. LX, p. 489-502.

- Pearson, V., 2005. The Blake River Group: an imbricated caldera complex. Québec Exploration 2005, Progam and abstracts, Québec, Canada, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport DV 2005-03, p. 105.
- Pearson, V., et Daigneault, R., 2009. An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. Precambrian Research, v. 168, no. 1-2, p. 66-82.
- Pelletier, M., 2016. The Rainy River gold deposit, Wabigoo subprovince, Western Ontario: style, geometry, timing and structural contrals on ore distribution and grades. Thèse de maitrise, Institut National de la Recherche Scientifique, centre Eau Terre Environnement, Québec, 280 p.
- Petford, N., Cruden, A., McCaffrey, K., et Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, v. 408, no. 6813, p. 669-673.
- Percival, J. A., 2007. Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *Dans* Goodfellow, W. D. (éd), Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, v. 5, p. 903-928.
- Percival, J., Sanborn-Barrie, M., Skulski, T., Stott, G., Helmstaedt, H., et White, D., 2006. Tectonic evolution of the western Superior Province from NATMAP and Lithoprobe studies. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 43, p. 1085-1117.
- Piche, M., Guha, J., et Daigneault, R., 1993. Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec; implications for the Norita ore deposit. Economic Geology, v. 88, no. 6, p. 1542-1558.
- Pilote, P., 2000. Géologie de la région de Val-d'Or, sous-province de l'Abitibi: volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, rapport MB 2000-09, 110 p.
- Pilote, P., Dion, C., Joanisse, A., David, J., Machado, N., Kirkham, R., et Robert, F., 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet: implications géotectoniques. Programme et résumés, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministere des Ressources naturelles, Québec, rapport DV97-03, p. 47.
- Polat, A., et Kerrich, R., 2001. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 141, no. 1, p. 36-52.
- Polat, A., et Kerrich, R., 2002. Nd-isotope systematics of ~2.7 Ga adakites, magnesian andesites, and arc basalts, Superior Province: evidence for shallow crustal recycling at Archean subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, v. 202, no. 2, p. 345-360.
- Powell, W., Hodgson, C., Hanes, J., Carmichael, D., McBride, S., et Farrar, E., 1995. 40Ar/39Ar geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, no. 6, p. 768-786.
- Ragland, P. C., 1989. Basic analytical petrology. Oxford University Press, New York, 369 p.
- Reimann, C., 2005. Geochemical mapping: technique or art? Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v. 5, no. 4, p. 359-370.

- Reimann, C., Filzmoser, P., Fabian, K., Hron, K., Birke, M., Demetriades, A., Dinelli, E., et Ladenberger, A., 2012. The concept of compositional data analysis in practice—Total major element concentrations in agricultural and grazing land soils of Europe. Science of the total environment, v. 426, p. 196-210.
- Reimann, C., Filzmoser, P., et Garrett, R. G., 2002. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities. Applied Geochemistry, v. 17, no. 3, p. 185-206.
- Robert, F., et Brown, A. C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations and formation of the vein system. Economic Geology, v. 81, no. 3, p. 578-592.
- Rogers, R., 2010. Volcanology and metallogeny of a sector of the Blake River Group, Abitibi Subprovince, Québec and Ontario. Thèse de maitrise, Institut National de la Recherche Scientifique, centre Eau Terre Environnement, Québec, 169 p.
- Rogers, R., Ross, P., Goutier, J., Lafrance, B., et Mercier-Langevin, P., 2010. Étude volcanologique et métallogénique d'un segment de la Formation d'Hébécourt, Sous-province de l'Abitibi: résultats préliminaires. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport RP 2010-06, 11 p.
- Rogers, R., Ross, P.-S., Goutier, J., et Mercier-Langevin, P., 2014. Using Physical Volcanology, Chemical Stratigraphy, and Pyrite Geochemistry for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration: An Example from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt. Economic Geology, v. 109, no. 1, p. 61-88.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited, Harlow, 352 p.
- Ross, P. S., 2010. The Baie D'Alembert showing, an example of base-metal mineralization in mafic to intermediate volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Geological Survey of Canada, Current Research 2010-6, 15 p.
- Ross, P.-S., et Bédard, J. H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 46, no. 11, p. 823-839.
- Ross, P., Percival, J., Mercier-Langevin, P., Goutier, J., McNicoll, V., et Dubé, B., 2007. Intermediate to mafic volcaniclastic units in the peripheral Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: origin and implications for volcanogenic massive sulphide exploration. Geological Survey of Canada, Current Research 2007-C3, p. 1-25.
- Ross, P.-S., Goutier, J., McNicoll, V., et Dubé, B., 2008a. Volcanology and geochemistry of the Monsabrais area, Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: implications for volcanogenic massive sulphide exploration. Geological Survey of Canada, Current Research 2008-1, p. 1-18.
- Ross, P., Goutier, J., Percival, J., Mercier-Langevin, P., et Dubé, B., 2008b. New volcanological and geochemical observations from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: the D'Alembert tuff, the Stadacona unit, and surrounding lavas. Geological Survey of Canada, Current Research 2008-17, p. 1-27.

- Ross, P.-S., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Polat, A., 2011a, Basaltic to andesitic volcaniclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 1. Mode of emplacement in three areas. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, no. 4, p. 728-756.
- Ross, P. S., McNicoll, V., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Polat, A., 2011b. Basaltic to andesitic volcaniclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt: 2. Origin, geochemistry, and geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, no. 4, p. 757-777.
- Ross, P.-S., McNicoll, V., Debreil, J.-A., et Carr, P., 2014. Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for volcanogenic massive sulfide exploration. Economic Geology, v. 109, no. 1, p. 89-101.
- Sanford, R. F., Pierson, C. T., et Crovelli, R. A., 1993. An objective replacement method for censored geochemical data. Mathematical Geology, v. 25, no. 1, p. 59-80.
- Sanborn-Barrie, M., et Skulski, T., 2006. Sedimentary and structural evidence for 2.7 Ga continental arc-oceanic-arc collision in the Savant-Sturgeon greenstone belt, western Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 43, no. 7, p. 995-1030.
- Sharpe, J., 1968. Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, Comté d'Abitibi-Est, Québec. Ministere des Richesses Naturelles du Québec, Rapport RG 137, 130 p.
- Sinclair, W., 1971. A volcanic origin for the No. 5 zone of the Horne mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 66, no. 8, p. 1225-1231.
- Singer, D. A., 1995. World class base and precious metal deposits; a quantitative analysis. Economic Geology, v. 90, no. 1, p. 88-104.
- Smith, A. D., et Ludden, J. N., 1989. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. Earth and Planetary Science Letters, v. 93, no. 1, p. 14-22
- Spence, C., 1967. The Noranda area. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, CIMM Centennial Field Excursion, Northwestern Quebec, Northern Ontario, p. 36-39.
- Spence, C., et de Rosen-Spence, A., 1975. The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 70, no. 1, p. 90-101.
- Stott, G., et Mueller, W., 2009. Superior Province: The nature and evolution of the Archean continental lithosphere. Precambrian Research, v. 168, no. 1–2, p. 1-3.
- Sterckx, S., Ross, P.-S., et Goutier, J., 2013. Géochimie des roches volcaniques archéennes du Groupe de Blake River, Sous-province de l'Abitibi, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec, rapport MB 2013-09, 20 p.
- Sterckx, S., Ross, P.-S., et Goutier, J., 2014. Géochimie des roches volcaniques archéennes du Groupe de Blake River, Sous-province de l'Abitibi, Québec : composition des échantillons « frais ». Ministère des Ressources naturelles, Québec, rapport MB 2014-32, 23 p.
- Sun, S.-S., et McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, v. 42, no. 1, p. 313-345.
- Taylor, S. R., et McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics, v. 33, no. 2, p. 241-265.

- Templ, M., Filzmoser, P., et Reimann, C., 2008. Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. Applied Geochemistry, v. 23, no. 8, p. 2198-2213.
- Thió-Henestrosa, S., et Martín-Fernández, J., 2005. Dealing with compositional data: the freeware CoDaPack. Mathematical Geology, v. 37, no. 7, p. 773-793.
- Thurston, P.C., 2015. Igneous Rock Associations 19. Greenstone belts and granite-greenstone terranes: constraints on the nature of the Archean world. Geoscience Canada, v. 42, p. 437-484.
- Thurston, P., et Hocker, S., 2005. Volcanic Stratigraphy and Controls on Mineralization in the Genex Mine Area, Kamiskotia Area: Discover Abitibi Initiative., Ontario Geological Survey, Open File Report 6156, 143 p.
- Thurston, P., Ayer, J., Goutier, J., et Hamilton, M., 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization. Economic Geology, v. 103, no. 6, p. 1097-1134.
- Trépanier, S., 2011. Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme: Projet CONSOREM 2008-07, 209 p.
- Trudel, P., 1979. Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricy, Abitibi, Quebec. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal, Montréal, 307 p.
- Vaillancourt, D., 1997. Âges U-Pb des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes dans le groupe de Blake River de la sous-province de l'Abitibi, Québec: les sites d'Aldermac, Hébécourt et Millenbach. Thèse de maitrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, 32 p.
- Verma, S. P., et Agrawal, S., 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 28, no. 1, p. 24-44.
- Verma, S. P., Guevara, M., et Agrawal, S., 2006. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log—ratio transformation of major-element data. Journal of Earth System Science, v. 115, no. 5, p. 485-528.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., et Verma, S. K., 2010a. Statistically correct methodology for compositional data in new discriminant function tectonomagmatic diagrams and application to ophiolite origin. Advances in Geosciences, v. 26, Solid Earth, 11 p.
- Verma, S. P., Rodrigez-Rios, R., et Gonzales-Ramirez, R., 2010b. Statistical Evaluation of Discrimination Diagrams for Altered Igneous Rocks. Turkish Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1-27.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Verma, S. K., et Agrawal, S., 2013. Fifteen new discriminantfunction-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. Lithos, v. 168-169, p. 113-123.
- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination of basalts with classification trees. Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 70, p. 1839-1848.

- Vivallo, W., 1987. Early Proterozoic bimodal volcanism, hydrothermal activity, and massive sulfide deposition in the Boliden-Langdal area, Skellefte District, Sweden. Economic Geology v. 82, no. 2, p. 440-456.
- Wilson, M. E., 1913. Kewagama Lake map-area. Geological Survey of Canada, Memoir 39, 134 p.
- Wilson, M.E., 1941 Noranda District, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 229, 162 p.
- Winchester, J., et Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.
- Winter, J. D., 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Pearson Prentice Hall, New Jersey, 682 p.
- Wyman, D., et Kerrich, R., 2009. Plume and arc magmatism in the Abitibi subprovince: Implications for the origin of Archean continental lithospheric mantle. Precambrian Research, v. 168, no. 1-2, p. 4-22.
- Wyman, D., et Kerrich, R., 2010. Mantle plume volcanic arc interaction: consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 47, no. 5, p. 565-589.
- Wyman, D. A., Kerrich, R., et Groves, D. I., 1999. Lode gold deposits and Archean mantle plume– island arc interaction, Abitibi subprovince, Canada. The Journal of Geology, v. 107, no. 6, p. 715-725.
- Wyman, D., Kerrich, R., et Polat, A., 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex. Precambrian Research, v. 115, no. 1, p. 37-62.
- Yergeau, D., 2015, Géologie du gisement synvolcanique aurifère atypique Westwood, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Institut National de la Recherche Scientifique, centre Eau Terre Environnement, Québec, 641 p.