

MB 2000-13

GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES ET DES FORMATIONS DE FER DU GROUPE DE YASINSKI,
SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géochimie des roches volcaniques et des formations de fer du Groupe de Yasinski, sous-province de La Grande

**Marc Richer-LaFlèche
James Moorhead
Jean Goutier
Francine Fallara**

MB 2000-13



2000

Québec 
Ministère des
Ressources naturelles



Direction

Alain Simard p.i.

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable du processus des MB

Pierre Verpaelst

Auteurs

Marc Richer-Lafèche (INRS)

James Moorhead (MRN)

Jean Goutier (MRN)

Francine Fallara (URSTM)

Lecture critique

Claude Dion

Édition sommaire

Claude Dubé

Document accepté pour publication le 00/09/25

NOTE

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une vérification et une mise en page sommaire destinées à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur avant la remise de la version finale au ministère.

GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES ET DES FORMATIONS DE FER DU GROUPE DE YASINSKI, SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE

M. Richer-LaFlèche¹, J. Moorhead², J. Goutier³ et F. Fallara⁴

¹ Université du Québec, INRS-Géoresources, ² MRNQ SGNO Val-d'Or, ³ MRNQ SGNO Rouyn-Noranda, ⁴UQAT-URSTM

RÉSUMÉ

Le Groupe volcanique de Yasinski est situé dans la sous-province archéenne de La Grande, au Québec. Il est principalement composé de basaltes tholéïtiques, de roches volcaniques calco-alkalines et de formations de fer. Il est stratigraphiquement situé au-dessus de la Formation sédimentaire d'Apple, elle-même en discordance sur le Complexe gneisso-tonalitique de Langelier.

Les roches volcaniques tholéïtiques du Groupe de Yasinski peuvent être subdivisées en trois sous-groupes. Le premier (I) est constitué de basaltes appauvris en terres rares légères et en Th. Le second (II) est composé de basaltes dont les spectres de terres rares sont subchondritiques, et le troisième (III) de basaltes et de basaltes andésitiques caractérisés par un enrichissement en terres rares légères et par la présence de fortes anomalies négatives en Nb et Ta.

Les roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Yasinski, épanchées au-dessus des basaltes tholéïtiques, sont de composition dacitique à rhyolitique. Les rhyolites sont très enrichies en terres rares légères et relativement appauvries en terres rares lourdes. Celles-ci sont également caractérisées par de très fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti par rapport aux terres rares.

Les formations de fer sont principalement constituées de précipités chimiques pauvres en matériel siliciclastique. La source du fer et de la silice est vraisemblablement d'origine hydrothermale, même si les faciès étudiés semblent distaux.

Le volcanisme archéen du Groupe de Yasinski semble avoir été associé à l'extension de la lithosphère dans une zone de rift ensialique. Cependant, la faible épaisseur des roches volcaniques, accumulées dans le bassin, indique une extension limitée. La fusion partielle des péridotites mantelliques, au cours de la remontée adiabatique passive de l'asthénosphère, peut expliquer la composition en éléments majeurs et en éléments traces des tholéïtes des sous-groupes I et II, néanmoins cette hypothèse implique l'accumulation d'une grande épaisseur de roches volcaniques (> 10 km), non observée sur le terrain (< 3 km). Afin d'interpréter les divers caractéristiques de l'évolution géologique et géochimique des roches volcaniques du Groupe Yasinski, un modèle impliquant la mise en place d'un point chaud sous la lithosphère archéenne est suggéré. Ce point chaud aurait permis l'initiation du magmatisme komatiitique, observé

régionalement, et la fracturation du socle gneisso-tonalitique représenté par le Complexe de Langelier. Le transfert de chaleur, du point chaud vers le manteau lithosphérique, aurait engendré la fusion partielle des péridotites lithosphériques et la formation du magmatisme tholéiitique.

La mise en place de magmas basaltiques à la base de la croûte archéenne pourrait, par ailleurs, expliquer la formation des magmas rhyodacitiques et rhyolitiques calco-alcalins du Groupe de Yasinski. Il est probable que certaines dacites proviennent d'un mélange magmatique entre des magmas tholéiitiques profonds et des liquides anatexiques (rhyolites) provenant de la fusion partielle d'amphibolites à grenat. La nature alumineuse ainsi que l'appauvrissement en Y et en terres rares lourdes des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski suggèrent des processus pétrogénétiques de haute pression et la mise en place de réservoirs magmatiques dans la partie inférieure de la croûte archéenne. Conséquemment, les conditions lors de la différenciation des magmas felsiques n'étaient pas favorables à la formation de cellules hydrothermales aptes à produire des gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV).

À l'exception de l'indice de Cu Sommet IV, les signatures en terres rares des sulfures des indices minéralisés, étudiés dans ce projet, ne suggèrent pas plus une précipitation à partir de fluides hydrothermaux acides, chlorés et de haute température. Ces fluides sont essentiels à la formation de gîtes de type SMV, de ce fait, leur absence laisse supposer que ces indices renferment un faible potentiel économique quant à la découverte éventuelle de gîtes de type SMV.

Les secteurs au nord et à l'ouest de la région, cartographiés en 1998 et 1999 par le MRNQ, contiennent de nombreuses zones d'altération ainsi que quelques indices cuprifères (Goutier *et al.* 2000b; Dion *et al.* 1999). L'indice Sommet IV, situé dans ce secteur, et les autres minéralisations mériteraient d'être étudiées afin de vérifier l'origine et le potentiel minéral de ces indices de métaux usuels.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Résumé	i
Partie I : GÉOCHIMIE ET PÉTROGÉNÈSE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE YASINSKI	
1. Introduction	1
2. Contexte géologique du feuillet SNRC 33F	2
2.1. Géologie régionale du feuillet SNRC 33F	2
2.2. Roches volcaniques du Groupe de Yasinski	4
3. Pétrographie des roches volcaniques du Groupe de Yasinski	5
3.1. Roches volcaniques mafiques	5
3.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques	5
4. Méthodologie	6
5. Caractérisation géochimique des roches volcaniques du Groupe de Yasinski	6
5.1. Altération hydrothermale	7
5.1.1. Mobilité des éléments majeurs et des éléments traces alcalins et alcalino-terreux	8
5.1.2. Métaux usuels (Cu et Zn)	11
5.2. Chimico-stratigraphie	12
5.3. Géochimie des éléments majeurs	13
5.3.1. Roches volcaniques mafiques	14
5.3.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques	17
5.4. Géochimie des éléments traces incompatibles	20
5.4.1. Terres rares (TR)	20
5.4.1.1. Roches volcaniques mafiques	20
5.4.1.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques	21
5.4.2. Éléments à forts champs ioniques (HFSE)	22
5.4.2.1. Généralités	22
5.4.2.2. Géochimie des HFSE	23
5.5. Réservoirs mantelliques et crustaux impliqués dans la pétrogénèse	25
6. Discussion	28
6.1. Considérations géologiques et tectoniques sur l'environnement de mise en place du volcanisme du Groupe de Yasinski	28
6.2. Origine des roches basaltiques	29
6.2.1. Source mantellique	29
6.2.2. Mécanismes de fusion partielle	29
6.2.2.1 Décompression adiabatique de l'asthénosphère induite par	

l'extension de la lithosphère archéenne	30
6.2.2.2. Mise en place d'un panache mantellique de haute température (point chaud) sous la lithosphère archéenne	32
6.3. Origine des roches volcaniques intermédiaires et felsiques	35
6.3.1. Formation des magmas calco-alcalins	35
6.3.1.2. Modèles d'assimilation et de cristallisation fractionnée (ACF) et de fusion anatexique	36
Partie II : POTENTIEL MINÉRAL EN GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES (SMV) DU GROUPE DE YASINSKI.	
7. Gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) : potentiel minéral des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski	39
7.1. Généralités	39
7.2. Bases théoriques	40
7.2.1 Terres rares	41
7.3. Potentiel minéral en SMV des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski	42
8. Signatures en terres rares des minéralisations sulfurées et des formations de fer du Groupe de Yasinski	43
8.1. Généralités	43
8.2. Contraintes apportées par les terres rares sur l'origine des minéralisations sulfurées et des formations de fer	47
8.2.1. Formations de fer	47
8.2.1.1. Formations de fer syngénétiques	47
8.2.1.2. Métamorphisme et mobilité secondaire des terres rares dans les formations de fer syngénétiques du Yasinski	49
8.2.2. Minéralisations riches en fer dans les roches basaltiques déformées	50
8.2.3. Indices minéralisés localisés dans les sédiments détritiques de la Formation d'Apple et dans les roches volcaniques du Yasinski	52
8.2.3.1. Indices associés aux roches sédimentaires de la Formation d'Apple	53
8.2.3.2. Indices associés aux roches volcaniques et aux formations de fer du Groupe de Yasinski	53
9. Conclusions	56
10. Remerciements	56
Références	57
Annexe	60

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 Localisation des séquences volcaniques du lac Sakami et de la rivière Eastmain
- Figure 2 Différents faciès volcaniques et sédimentaires observés dans le Groupe de Yasinski
- Figure 3 Indice de peraluminosité (I.P.) en fonction de l'indice d'altération (I.A.) du Groupe de Yasinski
- Figure 4 Éléments majeurs en fonction de l'indice d'altération d'Ishikawa (I.A.)
- Figure 5 Diagrammes SiO_2 vs Zr/TiO_2 de discrimination des roches volcaniques sub-alkalines et alcalines
- Figure 6 Teneur du Cu et du Zn en fonction de l'indice d'altération d'Ishikawa dans les roches du Groupe de Yasinski
- Figure 7 Diagrammes ternaires de discrimination des roches volcaniques d'après Jensen (1976) et Irvine et Baragar (1971)
- Figure 8 Histogramme des abondances en SiO_2 (% poids) et Zr (ppm) des roches du Groupe de Yasinski
- Figure 9 Diagrammes binaires des oxydes des éléments majeurs en fonction de l'abondance en MgO des roches volcaniques du Groupe de Yasinski
- Figure 10 Rapports d'éléments traces en fonction du Zr, utilisé comme un indice de différenciation
- Figure 11 Diagrammes binaires des oxydes des éléments majeurs en fonction de l'abondance en SiO_2 des roches volcaniques du Groupe de Yasinski
- Figure 12 Diagramme ternaire Albite-Anorthite-Orthoclase
- Figure 13 Spectres des terres rares pour les roches mafiques tholéitiques du Groupe de Yasinski
- Figure 14 Spectres des terres rares des roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Yasinski
- Figure 15 Diagrammes mutli-éléments représentant les spectres des TR et des HFSE des roches volcaniques mafiques tholéitiques du Groupe de Yasinski
- Figure 16 Diagrammes mutli-éléments représentant les spectres des TR et des HFSE des roches calco-alkalines du Groupe de Yasinski

- Figure 17 Abondances en Th, U et La en fonction du Zr, utilisé comme indice de différenciation
- Figure 18 Fractionnement de certains éléments traces compatibles dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski
- Figure 19 Épaisseur de l'empilement volcanique en fonction de la température potentielle du manteau asthénosphérique
- Figure 20 Fractionnement des terres rares lors de la fusion en décompression adiabatique du manteau asthénosphérique archéen
- Figure 21 Fractionnement des terres rares dans les magmas produits par la fusion partielle à l'équilibre non-modale de péridotites asthénosphériques accrétés à la base de la lithosphère archéenne
- Figure 22 Diagramme La/Sm vs Nb/Th montrant le fractionnement des TR légères et le découplage des HFSE observés dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski
- Figure 23 Diagrammes représentant l'effet de la cristallisation fractionnée (CF) pure et de l'assimilation des tonalites (ACF) lors de la différenciation des basaltes primitifs du Groupe de Yasinski
- Figure 24 Diagrammes ternaires de Irvine et Baragar (1971) et de Jensen (1976) illustrant la trajectoire de différenciation des basaltes tholéitiques du Groupe de Yasinski lors de la cristallisation fractionnée
- Figure 26 Calcul numérique et présentation graphique des perturbations thermiques associées à la mise en place d'une tonalite synvolcanique à faible profondeur dans la croûte archéenne
- Figure 27 Spectres des terres rares indiquant les compositions moyennes des rhyolites archéennes
- Figure 28 Diagramme de discrimination des roches volcaniques felsiques différenciées à haute et à basse pressions permettant d'évaluer leur potentiel minéral en gîtes SMV
- Figure 29 Spectres des terres rares des fluides hydrothermaux chlorés et fluorés de haute et de basse température
- Figure 30 Spectres des terres rares normalisées aux valeurs des chondrites
- Figure 31 Représentation schématique du cycle des terres rares dans un système hydrothermal volcanogène

- Figure 32 Composition en SiO₂ et Al₂O₃ des formations de fer du Groupe de Yasinski
- Figure 33 Composition en éléments majeurs des formations de fer du Groupe de Yasinski
- Figure 34 Spectres des terres rares, normalisés aux valeurs des chondrites, des concentrés de magnétite et de sulfures provenant des formations de fer du Groupe de Yasinski
- Figure 35 Spectres des terres rares, normalisés aux valeurs des chondrites, des échantillons de roches très riches en fer et fortement altérés ou perturbés par les processus de recristallisation métamorphique
- Figure 36 Spectres des terres rares, normalisés aux valeurs des chondrites, des roches volcaniques et sédimentaires riches en sulfures et de leurs concentrés de sulfures

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1 Nombre d'échantillons utilisés dans le cadre de cette étude
- Tableau 2 Géologues responsables de l'échantillonnage lithogéochimique (provenance des échantillons)

LISTE DES ANNEXES

- Annexe 1 Roches volcaniques du Groupe de Yasinski (moyennes et écart-types)
- Annexe 2 Analyses des formations de fer et des échantillons riches en sulfures
- Annexe 2b Description sommaire des échantillons
- Annexe 3 Analyses des concentrés de sulfures et de magnétite



Partie I : GÉOCHIMIE ET PÉTROGÉNÈSE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE YASINSKI

1. INTRODUCTION

La reconstitution de l'évolution géodynamique des segments tectonisés de la lithosphère archéenne est généralement un exercice complexe, en raison de la mauvaise préservation des formations supracrustales. En prenant comme exemple la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi, plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés, impliquant des arcs insulaires volcaniques (ex. Dimroth *et al.*, 1983; Ludden et Hubert, 1986), des bassins d'arrière-arc (ex. LaFlèche *et al.*, 1992), des plateaux océaniques (ex. Desrochers *et al.*, 1993) et des points chauds intraplaques (ex. Wyman, 1999). Quoique souvent basés sur la géochimie des séries magmatiques et, à un degré moindre, sur des observations volcanologiques et sédimentologiques, ces modèles sont généralement peu contraints. En général, les arguments utilisés pour appuyer un modèle géodynamique peuvent être facilement réinterprétés pour en soutenir un autre.

L'identification de l'environnement de mise en place des roches supracrustales, à l'intérieur des ceintures volcano-plutoniques, est ardue en fonction de la mauvaise préservation des roches de la croûte inférieure. La déformation tectonique rend l'identification des roches sur le terrain et la nature ensimatique ou ensialique des premières phases du volcanisme des ceintures volcano-plutoniques laborieuse. Dans la sous-province de La Grande, les observations géologiques de terrain, associées aux datations géochronologiques, ont permis la reconnaissance d'un socle gneisso-tonalitique (ensialique) recouvert, en discordance, par des formations sédimentaires caractérisées par la présence de conglomérats et d'arénites quartzitiques. Dans la zone d'étude, il s'agit respectivement du complexe gneisso-tonalitique de Langelier et de la Formation d'Apple. Cette dernière est recouverte par des roches volcaniques mafiques tholéitiques et des roches volcaniques intermédiaires et felsiques calco-alkalines du Groupe de Yasinski. L'observation d'une discordance d'érosion à la base de la Formation d'Apple, la maturité texturale et minéralogique élevée des arénites et l'abondance des unités conglomératiques sous le Groupe de Yasinski suggèrent l'existence d'une zone de rift ensialique à l'Archéen. Cet environnement tectonique est compatible avec celui, proposé par Skulski *et al.* (1988), pour expliquer l'origine du volcanisme dans d'autres secteurs de la sous-province de la Grande.

Grâce aux analyses lithogéochimiques des roches volcaniques et de modèles numériques, simulant la pétrogénèse des roches magmatiques, nous tenterons d'expliquer ci-après l'évolution du volcanisme du Groupe de Yasinski. Les modèles pétrogénétiques retenus doivent être compatibles avec les contraintes apportées par les observations géologiques et les données géochronologiques identifiant la présence d'un socle gneisso-tonalitique. La présente étude comporte aussi une évaluation du potentiel minéral en gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans le secteur étudié, basée sur des indicateurs géochimiques. Plus spécifiquement, nous avons tenté d'identifier les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques felsiques et la signature en terres rares des concentrés de sulfures et de magnétite provenant des roches

minéralisées. Ces résultats devraient nous aider à préciser la nature des fluides hydrothermaux responsables des minéralisations observées dans les roches du Groupe de Yasinski et de la Formation d'Apple.

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU FEUILLET SNRC 33F

2.1. Géologie régionale du feuillet SNRC 33F

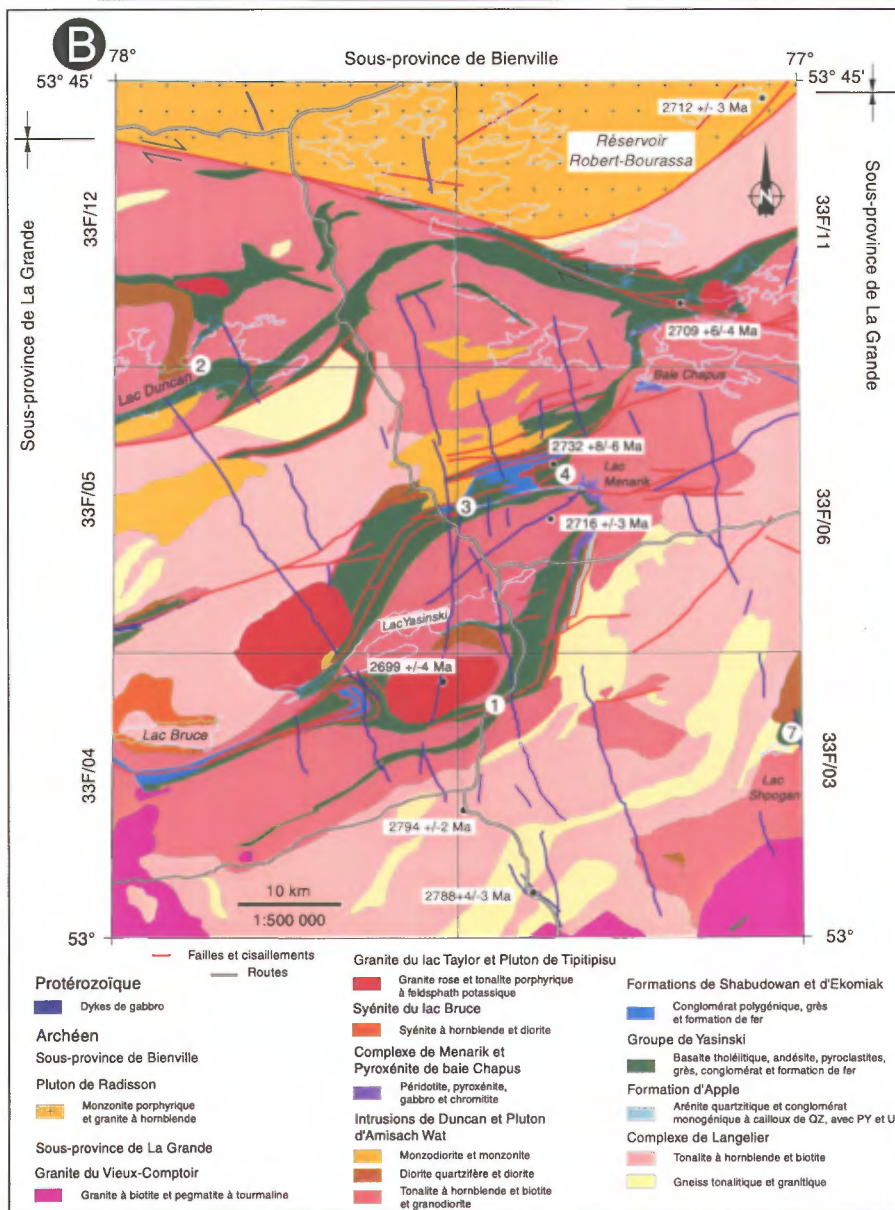
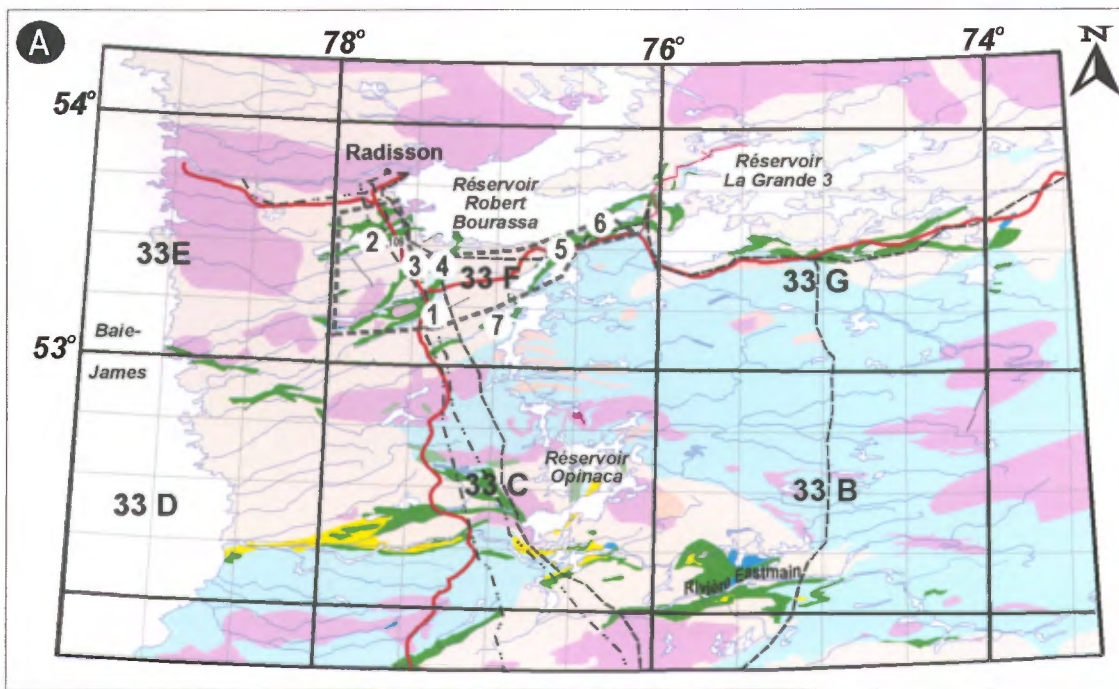
Les roches supracrustales, plutoniques et gneisso-plutoniques de la région à l'étude font partie des sous-provinces de La Grande et de Bienville dans la province tectonique du Supérieur (figure 1).

Dans la région, les roches les plus anciennes de la sous-province de La Grande sont constituées de gneiss tonalitiques et de tonalites du Complexe de Langelier. Des échantillons de gneiss tonalitiques ont été datés à 2811 ± 2 Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987) tandis que les plutons tonalitiques à hornblende et à biotite ont été datés à $2788 +4/-3$ Ma et 2794 ± 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999b). Ces roches gneisso-plutoniques constituent le socle sur lequel se sont déposées les roches sédimentaires de la Formation d'Apple et les roches volcaniques du Groupe de Yasinski faisant partie de la sous-province de La Grande (Goutier *et al.*, 1999b).

Les roches sédimentaires de la Formation d'Apple sont principalement composées d'arénites quartzitiques et de conglomérats monogéniques pyritifères et uranifères qui reposent en discordance sur les gneiss du Complexe de Langelier. Les roches volcaniques du Groupe de Yasinski sont surtout constituées de basaltes tholéitiques ferrugineux. Aussi, en plus faible proportion, des roches volcaniques calco-alkalines différenciées de compositions intermédiaire et felsique ont été observé. Une dacite de ce groupe a été datée à $2732 +8/-6$ Ma (Goutier *et al.*, 1998a) et des tonalites et diorites, datées entre 2716 et 2709 Ma, sont injectées dans l'empilement volcanique (Goutier *et al.*, 1998a; 1999a).

Les roches volcaniques du Groupe de Yasinski alternent avec des formations de fer et, plus rarement, avec des séquences de grès et de conglomérats polygéniques. Le Groupe de Yasinski est surmonté régionalement par les grès et les conglomérats polygéniques des Formations archéennes de Shabudowan et d'Ekomiak. La mise en place de granites et de pegmatites tarditectoniques, datés à $2618 +18/-13$ Ma (Goutier *et al.*, 1999b; 2000), marque la fin du plutonisme archéen dans la région.

Les roches de la région du lac Yasinski ont été affectées par un métamorphisme régional, variant du faciès des schistes verts au centre, au faciès des amphibolites au nord et au sud en s'approchant des sous-provinces de Bienville et d'Opinaca. Les estimations géothermobarométriques, effectuées sur des échantillons provenant du lac Shpogan (33F/02 et 33F/03), suggèrent un métamorphisme amphibolitique de basse pression ($T= 500-575^{\circ}\text{C}$ et $P=1-2$ Kb; Moorhead, 2000) qui aurait vraisemblablement été occasionné par la mise en place des roches plutoniques tardives.



Séquences volcaniques étudiées:

- 1) Lac Kaychikwapichu 33F/03;
- 2) Lac Duncan (33F/05 et 33F/12);
- 3) Affleurement 96-JG-1213 (33F/06);
- 4) Lac Bruce et Lac Discovery (33F/06);
- 5) Secteur Mills 1 et Mills 2, au NE du lac Sakami (33F/07 et 33F/10); grille "AS" de Mines d'Or Virginia (33F/10); propriété La Grande Sud;
- 6) Grille Km-85 et Sommet-4N de Mines d'Or Virginia (33F/09);
- 7) Lac Shogogan ou secteur des Vents (33F/02 et 33F/03).

Figure 1: a) Localisation des séquences volcaniques, du lac Sakami (33F) et de la rivière Eastmain (33B)

2.2. Roches volcaniques du Groupe de Yasinski

En ascendant la stratigraphique, les roches volcaniques du Groupe de Yasinski sont composées de 1 000 à 2 000 m de coulées de basaltes aphyriques auxquelles succèdent environ 500 m d'andésites riches en feldspath. Ces unités sont surmontées par des horizons dacitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques, à dominance fragmentaire, d'une puissance d'environ 200 mètres. Les unités de basaltes aphyriques montrent une alternance de coulées massives et coussinées associées à de minces horizons d'hyaloclastites inter-coussins et à des brèches de coulée (figure 2a, b, c). Les roches effusives sont recoupées par des filons-couches gabbroïques hypabyssaux. Quelques unités basaltiques sont interlitées avec des formations de fer de type Algoma (figure 2d) et d'autres avec des horizons de grès et, plus rarement, avec des conglomérats polygéniques. Dans l'ensemble, la très faible vésicularité des coulées basaltiques et la faible proportion des faciès volcaniques fragmentaires suggèrent un environnement de mise en place sous-marin relativement profond. Les roches volcaniques felsiques sont caractérisées par des faciès fragmentaires principalement constitués de tufs à lapilli et à blocs, de tufs et de quelques coulées rubanées. Dans ces faciès, les fragments de roches volcaniques ne montrent aucune textures ponceuses ou très vésiculaires, et aucun faciès subaérien, de type ignimbritique, n'a été observé.

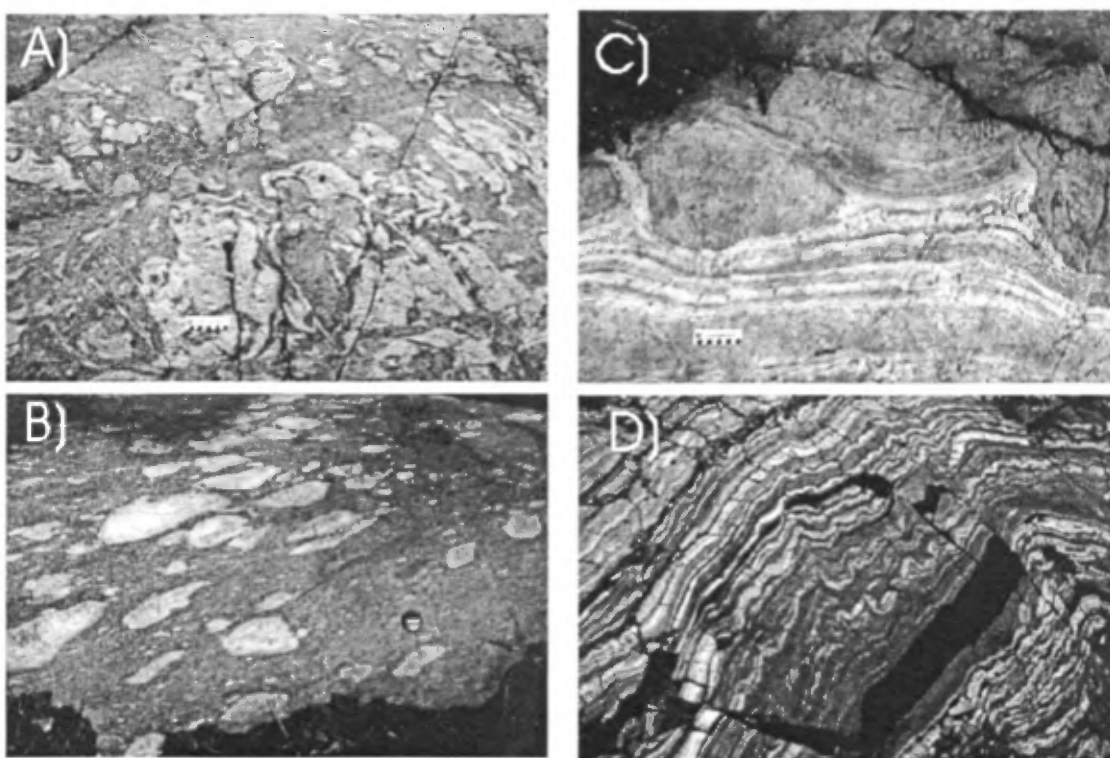


Figure 2. Différents faciès volcaniques et sédimentaires observés dans le Groupe de Yasinski. A : Brèche de coulée basalto-andésitique; B : Tuf mafique à lapilli et à blocs; C : Basaltes andésitiques coussinés reposant sur un horizon de tuf felsique; D : Formation de fer de type Algoma (photos : J. Goutier).

D'après les observations mentionnées ci-hauts, dans la région cartographiée, le volcanisme felsique semble avoir été surtout de type sous-marin. Toutefois, l'abondance de faciès fragmentaires suggère une importante réduction bathymétrique, probablement associée à

l'émergence progressive des centres volcaniques éruptifs. Ce type d'environnement pourrait expliquer l'absence ou la rareté des formations de fer dans les unités de roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski.

Dans le secteur du lac Shpogan, les roches basaltiques et gabbroïques du Groupe de Yasinski sont caractérisées par des assemblages minéralogiques alumineux caractérisés par la présence de grenat, de staurotide, d'andalousite et de tourmaline. Ces roches mafiques, altérées à des degrés variables, témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux antérieurs au métamorphisme régional (ex. Moorhead et al., 2000).

3. PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE YASINSKI

3.1. Roches volcaniques mafiques

Les roches du socle gneisso-plutonique du Complexe de Langelier ont subi au moins deux épisodes de métamorphisme archéen. Ces événements métamorphiques ont atteint localement le faciès amphibolitique. Contrairement au premier événement métamorphique, le second affecte à la fois les roches du socle et les roches supracrustales. Les roches volcaniques du Groupe de Yasinski ont été affectées, à divers degrés, par le métamorphisme régional. En fonction de l'apparition de la chlorite, des amphiboles, de la biotite, du grenat et de la staurotide dans les roches metabasaltiques et andésitiques, Goutier *et al.* (1999b et 2000a) ont tracé les principaux isogrades métamorphiques des feuillets 33F/03, 33F/04, 33F/05, 33F/06, 33F/11 et 33F/12. Leur distribution démontre une augmentation du métamorphisme vers le sud-est et le nord de la carte (zones à grenat ou à staurotide). La partie centrale de la région est marquée par la prédominance des faciès à biotite, avec des amphibolites locales et, plus rarement, des zones au faciès de la chlorite.

Certaines roches volcaniques mafiques montrent des évidences de silicification (injection de micro-veinules de quartz). Quoique localement importante, cette altération n'est pas commune dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski.

Dans le secteur du lac Shpogan, des roches mafiques, affectées par des fluides hydrothermaux pré-métamorphiques, montrent des assemblages typiques des roches peralumineuses. Moorhead *et al.* (2000), rapporte l'existence d'une zone d'altération alumineuse stratiforme, de 6 km de longueur par 1 à 20 m d'épaisseur. Les roches volcaniques et intrusives mafiques de cette zone sont caractérisées par la présence de grenat manganésifère, de staurotide zincifère, d'andalousite et de tourmaline. Les sulfures associés à ces roches sont surtout constitués de pyrrhotite, de pyrite, de chalcopyrite et de pentlandite.

3.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques

Contrairement aux roches de composition basaltique, les textures ignées primaires des roches volcaniques intermédiaires (dacites) sont relativement bien préservées. Les échantillons, étudiés en lame mince, sont le plus souvent caractérisés par la présence de nombreux phénocristaux de feldspath et de quelques phénocristaux de quartz. Dans les roches les plus altérées, les phénocristaux de feldspath sont encore reconnaissables par la présence de pseudomorphes composés de carbonates et de séricite. Dans les roches dacitiques, les

phénocristaux de quartz sont relativement petits et ne montrent pas de signe de résorption magmatique. En fonction des variations du métamorphisme régional, la biotite ou des amphiboles métamorphiques définissent la schistosité des roches. D'après les observations pétrographiques, l'absence de veinules de quartz suggère que les roches intermédiaires ne représentent pas l'équivalents silicifiés des roches mafiques du Groupe de Yasinski. Les roches felsiques (rhyodacites et rhyolites) du Groupe de Yasinski sont généralement aphyriques, mais une recristallisation plus ou moins forte des minéraux a été observée. Celles-ci ne montrent pas d'évidence de silicification pénétrative importante.

4. MÉTHODOLOGIE

Dans ce projet, nous avons analysé 31 échantillons de roches volcaniques et 14 échantillons de formations de fer provenant du Groupe de Yasinski. De plus, nous avons analysé 5 arénites quartzitiques de la Formation d'Apple ainsi que 9 échantillons provenant d'indices riches en sulfures.

Les échantillons de roches volcaniques du Groupe de Yasinski sont considérés comme représentatifs des principaux affleurements cartographiés. Les veinules et les croûtes d'oxydation ont été enlevées au laboratoire. Les roches volcaniques ont été pulvérisées dans un mortier en agate afin d'éviter toutes contaminations par des métaux traces (ex. Ta). Les oxydes des éléments majeurs et le Cu, Zn, Co, Sc, Ni et V ont été analysés par ICP-AES (spectrométrie d'émission atomique à source plasma). Les quatorze terres rares et les autres éléments traces (Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Cs, Ba, Rb, Sr, Pb) ont été analysés par ICP-MS (spectrométrie de masse à source plasma) aux laboratoires de géochimie de l'INRS-Géoresources (Québec).

Les poudres de roche analysées par ICP-AES ont été fondues à l'aide de métaborate de lithium. Les échantillons ont par la suite été dissous dans de l'acide nitrique. Cette méthode assure une dissolution complète des particules pouvant contenir des minéraux accessoires réfractaires. Les poudres, analysées en ICP-MS, ont été dissoutes dans des bombes métalliques SPAR™ de haute pression. Cette précaution est nécessaire compte tenu de la présence possible de minéraux accessoires comme le zircon dans les roches volcaniques felsiques. La mise en solution des poudres, échelonnée sur cinq jours, a été effectuée en utilisant une solution de HF-HNO₃ (acides ultrapurs Seastar™). Lors de l'évaporation finale des échantillons, de l'acide perchlorique (HClO₄) a été utilisé pour éliminer les résidus de fluorures nuisant au dosage de certains éléments traces comme le Zr et l'Hf. La mise en solution finale des échantillons a été effectuée à l'aide d'une solution de HNO₃ (2%) et HCl (0,5%). L'ajout d'acide chlorhydrique permet la formation de complexes solubles de HFSE et empêche leur précipitation lors de l'analyse. La calibration des éléments dosés et le contrôle des interférences se font en utilisant des standards synthétiques multiéléments. Des standards de roches basaltiques (BIR-1, BHVO-2, W-2), andésitique (AGV-1) et granitique (NIM-G) ont été utilisés pour vérifier l'exactitude des résultats instrumentaux. Le protocole analytique est décrit plus en détail dans LaFlèche *et al.* (1998).

5. CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE YASINSKI

5.1. Altération hydrothermale

Une banque de données lithogéochimiques de 136 échantillons de roches volcaniques et 33 échantillons de gabbro a été utilisée pour évaluer sommairement l'importance de l'altération hydrothermale dans le Groupe de Yasinski. Des 169 échantillons, 113 étaient représentatifs de roches ignées peu altérées, ceux-ci sont utilisés afin de caractériser les roches volcaniques du Groupe de Yasinski et de contraindre les modèles pétrogénétiques pouvant expliquer leur origine (Tableaux 1 et 2). La minéralogie et la lithogéochimie détaillées des zones d'altération sont décrites dans Moorhead *et al.* (2000).

Tableau 1. Nombre d'échantillons utilisés dans le cadre de cette étude

Volc. mafiques.	Volc, interm.	Volc. felsique	Gabbro	Total	Qualité de l'échantillon
36	18	40	19	113	échantillons peu altérés
19	7	16	14	56	échantillons altérés
55	25	56	33	169	Total

Tableau 2. Géologues responsables de l'échantillonnage lithogéochimique (provenance des échantillons).

Volc. mafiques.	Volc, interm.	Volc. felsique	Gabbro	Total	Source
9	18	51	3	81	F. Fallara* ¹
21	7	4	0	32	J. Goutier* ²
25	0	1	30	56	J. Moorhead* ³

¹ UQAT-URSTM, ²MRNQ-SGNO Rouyn-Noranda, ³MRNQ-SGNO Val-d'Or

5.1.1. Mobilité des éléments majeurs et des éléments traces alcalins et alcalino-terreux

Puisque les roches du Groupe de Yasinski ont été variablement métamorphisées, la perte au feu ($PAF \approx \Sigma H_2O-CO_2-S$), qui est habituellement un bon indicateur du degré d'altération des roches volcaniques faiblement métamorphisées, ne peut pas être utilisée comme critère de sélection pour identifier les roches les moins altérées. En effet, la déshydratation métamorphique diminue significativement les concentrations en composés volatils des roches lorsque l'on passe du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.

L'évaluation qualitative de l'altération des roches volcaniques est possible sans recourir à des techniques géochimiques sophistiquées (isotopes stables ou radiogéniques) en se basant sur la mobilité relative des éléments majeurs. Ainsi, certains indices d'altération, comme celui d'Ishikawa (Ishikawa *et al.* 1976; $I.A. = [(MgO+K_2O) / (MgO+K_2O+CaO+Na_2O)] * 100$) combiné à l'indice de peraluminosité ($I.P. = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ mol.; figure 3) et à la présence de minéraux normatifs anormaux comme le corindon, permettent d'évaluer l'intensité des processus d'altération (ex. LaFlèche *et al.*, 1992; Camiré *et al.*, 1993).

Les figures 3 et 4 permettent l'identification des échantillons albitisés ($I.A. < 20$), chloritisés et séricitisés ($I.A. > 50$). Sur ces diagrammes, les basaltes frais des océans modernes (N-MORB), sont caractérisés par des valeurs de $I.A.$ de 36 ± 4 et un indice de peraluminosité inférieur à l'unité (LaFlèche *et al.*, 1992). À l'opposé, les roches felsiques sodiques modernes ou archéennes (tonalites, trondhjémites et rhyolites) sont caractérisées par des valeurs $I.A.$ plus faibles (≈ 20). Notons par ailleurs que ce type de diagramme ne convient pas à l'étude des komatiites, car la forte proportion d'olivine augmente considérablement les valeurs de l'indice d'altération d'Ishikawa. Ainsi, pour une intensité d'altération semblable, les roches komatiitiques montreront des valeurs de $I.A.$ de beaucoup supérieures à celles des roches basaltiques.

La figure 3 indique généralement une corrélation positive, entre l'indice d'altération ($I.A.$) et l'indice de peraluminosité ($I.P.$) pour plusieurs roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Cette augmentation des indices d'altération suggère que le CaO et le Na_2O de certains échantillons ont été lessivés. Toutefois, notons que les indices $I.A.$ et $I.P.$ de la majorité des échantillons qui proviennent du Groupe de Yasinski montrent des valeurs avoisinantes de celles normalement observées dans les roches fraîches. L'altération des roches du Groupe de Yasinski contraste donc avec celle des roches volcaniques altérées qui entourent généralement les gîtes de SMV. Par exemple, dans le camp minier de Cléricy (Mines Mobrùn et Bouchard-Hébert), le pourcentage de roches volcaniques altérées dépasse facilement les 65 % (exemple provenant de 600 échantillons répartis sur 200 km^2 ; LaFlèche, 1991).

Toutefois, il est possible que le faible degré d'altération observé dans les roches volcaniques du Yasinski résulte, en partie, d'une procédure d'échantillonnage sélective et donc peu représentative de l'altération des roches.

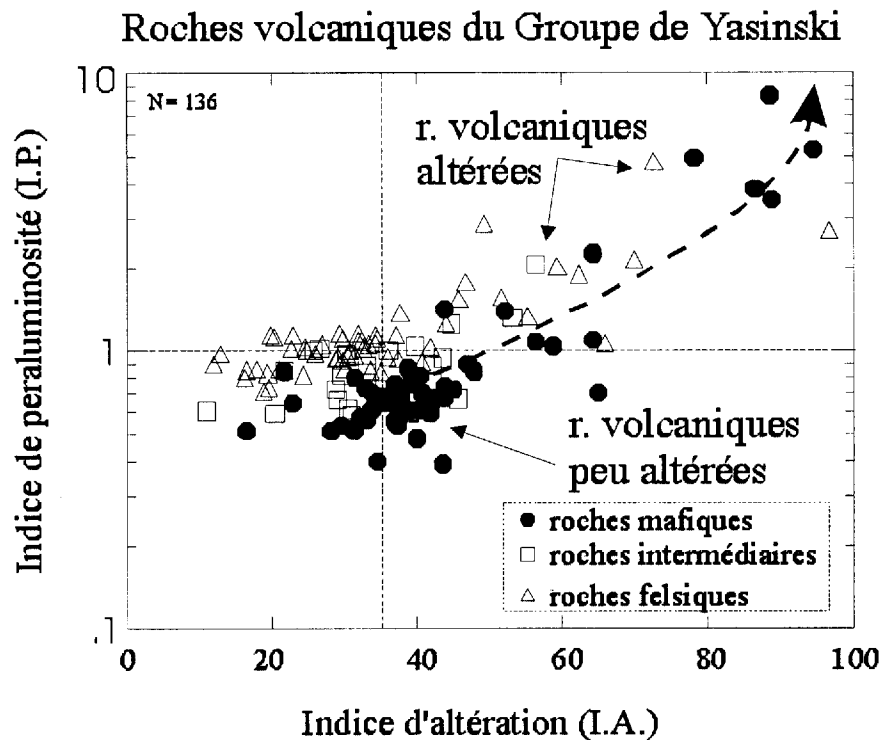


Figure 3. Indice de peraluminosité (I.P.) en fonction de l'indice d'altération (I.A.) d'Ishikawa *et al.* (1976) pour les roches volcaniques tholéitiques et calco-alcalines du Groupe de Yasinski. $I.P. = \frac{Al_2O_{3\text{mol}}}{(CaO_{\text{mol}}+Na_2O_{\text{mol}}+K_2O_{\text{mol}})}$. $I.A. = \frac{(MgO+K_2O)}{(MgO+K_2O+CaO+Na_2O)} \times 100$. Données brutes (non normalisées). Figure modifiée de LaFlèche *et al.* (1992).

Les roches mafiques altérées du Groupe de Yasinski sont lessivées en Na_2O , CaO et Sr (fig. 4), mais enrichies en K_2O (fig. 4) et en éléments traces alcalins (Rb , Cs , Li). Plusieurs de ces échantillons proviennent d'une zone d'altération alumineuse subconcordante, de 6 km de longueur par 1 à 20 m d'épaisseur, qui affleure dans le secteur du lac Shpogan. La mobilité des éléments traces alcalins et alcalino-terreux de ces roches altérées, principalement composées de metabasaltes et de métagabbros, indique un lessivage hydrothermal du plagioclase et une séricitisation.

Contrairement aux roches volcaniques altérées des gîtes de SMV, les roches volcaniques du Groupe de Yasinski n'indiquent pas d'enrichissement significatif en MgO ni en Fe_2O_3 avec l'augmentation de l'indice d'altération I.A. (figure 4), suggérant un rapport fluide/roche relativement faible. En fait, l'altération des roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski s'apparente plutôt à de la spilitisation normale de roches volcaniques sur le fond marin.

Roches volcaniques du Groupe de Yasinski

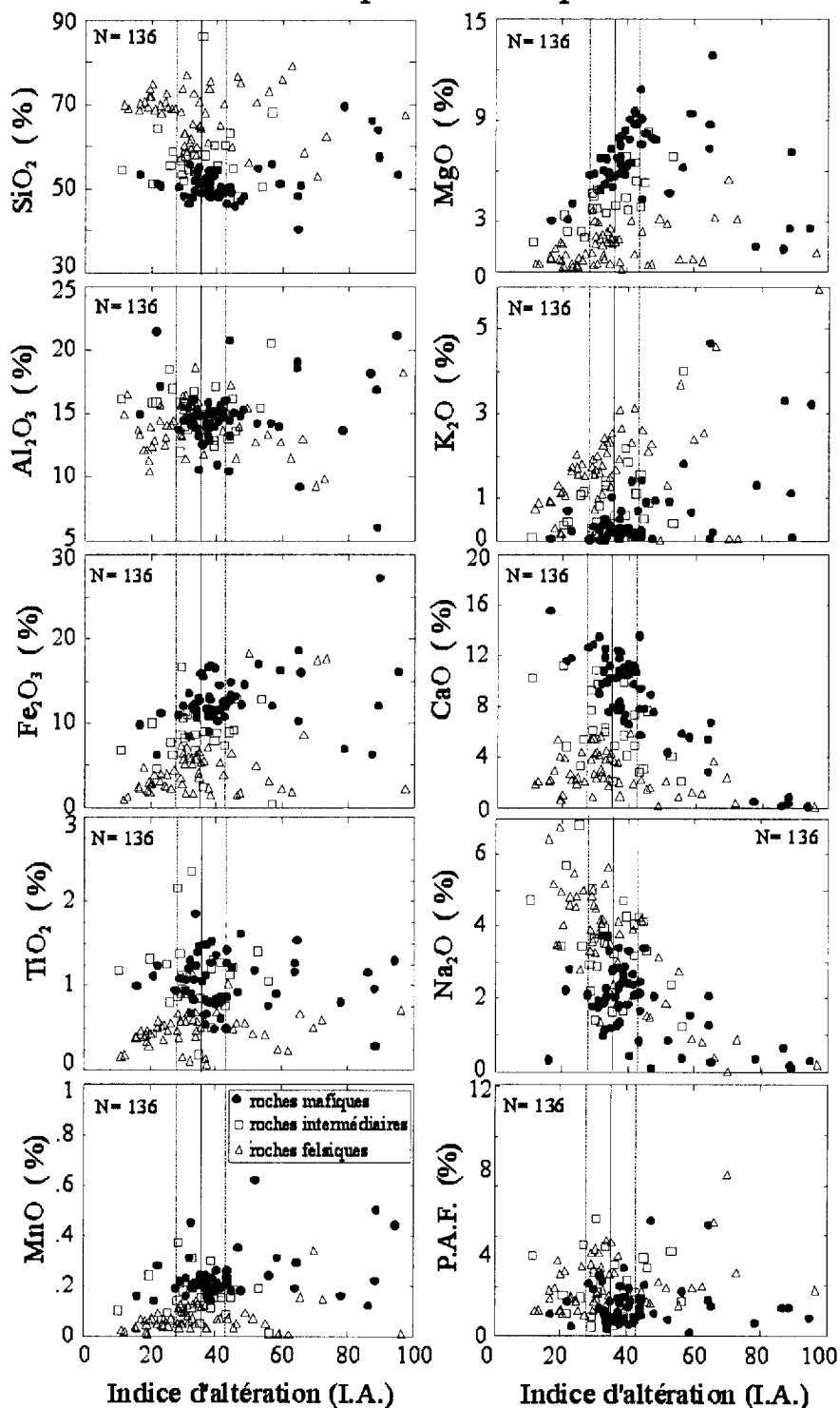


Figure 4. Éléments majeurs en fonction de l'indice d'altération d'Ishikawa (I.A.). Le Na₂O et le CaO, des roches tholéitiques et calco-alcalines sont corrélés négativement avec l'augmentation de l'indice d'altération d'Ishikawa ($I.A. = [(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+CaO+Na_2O)] \cdot 100$). Les droites verticales correspondent à la moyenne et à l'écart-type (2σ) des valeurs rapportées pour les basaltes frais (de type N-MORB) des océans actuels. Données brutes (non normalisées).

Quoique présente et observée pétrographiquement, à l'échelle de la région, la silicification des roches volcaniques ne semble pas très importante. Ceci est démontré par le vecteur 1 (figure 5a et b), subparallèle à l'axe du SiO_2 , qui montre la présence d'une très faible proportion d'échantillons anormalement enrichis en SiO_2 . Les abondances en SiO_2 et les rapports Zr/TiO_2 sont corrélés positivement dans les roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Yasinski (vecteur 2, figure 5a et b). Ce type de corrélation se produit normalement au cours de la différenciation des magmas sub-alkalins.

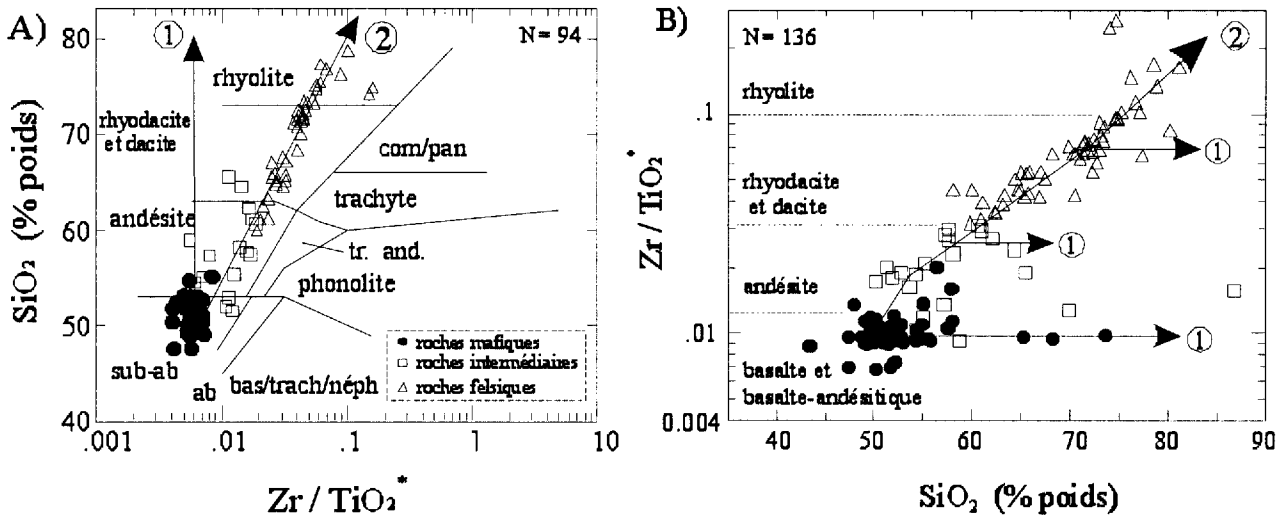


Figure 5. A) Diagrammes SiO_2 vs Zr/TiO_2^* de discrimination des roches volcaniques sub-alkalines et alcalines (selon Floyd et Winchester, 1978). B) Diagramme Zr/TiO_2^* vs SiO_2 modifié permettant de mieux visualiser le processus de silicification des roches volcaniques (vecteur 1). Le vecteur 2 montre une tendance normale de différenciation de magmas sub-alkalins. *: Ti en ppm. Notez qu'en (A) nous avons éliminé 42 échantillons significativement altérés. Les données sont exprimées sur une base anhydre.

5.1.2. Métaux usuels (Cu et Zn)

Généralement, dans les environnements volcaniques hôtes des gîtes SMV, il est fréquent d'observer, dans les zones d'altération les plus intenses, un fort lessivage des métaux usuels. Ceci se traduit par des corrélations négatives entre les indices d'altération (I.A. ou P.I.) et l'abondance en métaux comme le Cu et le Zn. La figure 6 (a et b) permet d'évaluer les mobilités relatives du Cu et du Zn en fonction de l'augmentation du degré d'altération des roches volcaniques. Notons que la vaste majorité des roches non minéralisées du Groupe de Yasinski ne subissent aucun enrichissement ou appauvrissement appréciables en Cu avec l'augmentation du degré d'altération des roches. L'abondance en Zn dans les roches volcaniques n'est pas plus corrélée avec l'indice d'altération (I.A.). La faible mobilité relative du Cu et du Zn peut paraître surprenante dans un environnement où le degré d'altération hydrothermale des roches est localement élevé (ex. secteur du lac Shpogan), mais ceci peut s'expliquer par certaines des propriétés chimiques et

physico-chimiques des fluides hydrothermaux ayant circulé dans les roches volcaniques. Par exemple, un fluide pauvre en chlore, neutre à légèrement alcalin et de basse température (<200° C; ex. fluides métamorphiques) ne peut lessiver et transporter efficacement le Cu contenu dans les roches volcaniques. De plus, la percolation des fluides de basse température, sous de faibles rapports fluide/roche, ne permet pas le lessivage efficace des métaux tels que le Cu et le Zn (voir section 8).

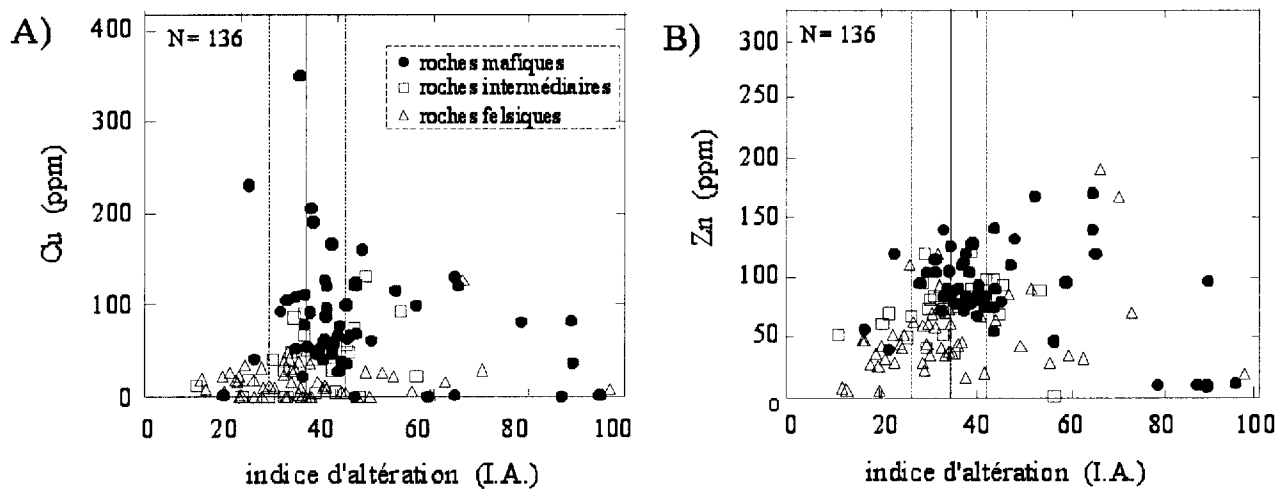


Figure 6. Teneurs du Cu et du Zn en fonction de l'indice d'altération d'Ishikawa (I.A.) dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski (roches altérées et peu altérées). Constatez que le Cu et le Zn sont des éléments relativement peu mobiles dans les roches volcaniques échantillonnées. Les roches basaltiques sont enrichies en Cu et Zn par rapport aux roches felsiques. Données brutes (non normalisées).

5.2. Chimico-stratigraphie

Dans ce rapport, seuls les 94 échantillons de roches les moins altérés ont été utilisés pour l'interprétation chimico-stratigraphique. Sur les diagrammes ternaires AFM (Irvine et Baragar, 1971) et Al-[Fe+Ti]-Mg (Jensen, 1976), les roches volcaniques du Groupe de Yasinski définissent deux populations (figure 7). La première montre une évolution tholéïtite (enrichissement en Fe) et la seconde une évolution calco-alcaline marquée par une stagnation ou un appauvrissement du contenu en Fe. Les roches tholéïtites du Groupe de Yasinski sont surtout constituées de basaltes, tandis que les roches calco-alcalines sont caractérisées par un large spectre compositionnel, qui s'échelonne des compositions andésitiques à rhyolitiques. Comme pour les roches volcaniques mafiques, les dykes et sills mafiques, échantillonnés dans le Groupe de Yasinski, sont constitués de tholéïtes magnésiennes et ferrifères représentant des équivalents intrusifs hypabyssaux des roches volcaniques mafiques. Compte tenu que ces roches intrusives sont co-magmatiques avec les roches basaltiques du Yasinski, nous ne discuterons pas de l'origine de ces roches dans ce rapport.

**Roches volcaniques du Groupe de Yasinski
(échantillons peu altérés)**

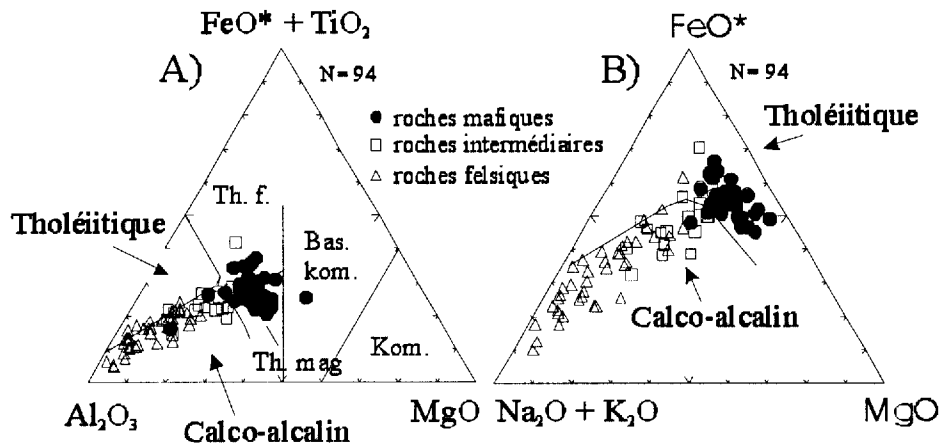


Figure 7. Diagrammes ternaires de discrimination des roches volcaniques d'après Jensen (1976) et Irvine et Baragar (1971). Remarquez que pour des roches volcaniques métamorphisées, il est préférable d'utiliser le diagramme Al_2O_3 - $[\text{FeO} + \text{TiO}_2]$ - MgO de Jensen (1976). Échantillons les moins altérés et données exprimées sur une base anhydre.

5.3. Géochimie des éléments majeurs

En fonction du SiO_2 et des teneurs en Zr, Cr, Ni et MgO, les roches volcaniques les moins altérées du Groupe de Yasinski peuvent être subdivisées en roches mafiques (basaltes et basaltes andésitiques), intermédiaires (andésites et dacites) et felsiques (rhyodacites et rhyolites; figure 5a et b). Tel que mentionné plus haut, la faible silicification des roches volcaniques, permet d'utiliser le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Floyd et Winchester (1978) pour subdiviser les échantillons de roches volcaniques les moins altérés du Groupe de Yasinski (figure 5). Ce diagramme est bien adapté à l'étude des roches volcaniques archéennes, car il permet d'identifier en même temps la présence d'échantillons silicifiés (teneurs élevées en SiO_2 et un rapport Zr/TiO_2 constant). Par exemple, certaines roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski montrent des abondances anormalement élevées en SiO_2 par rapport aux valeurs de Zr/TiO_2^* (figure 5b). Compte tenu des fortes teneurs en Cr, Sc et MgO de ces échantillons et des faibles valeurs du rapport Zr/TiO_2^* , ces échantillons sont classifiés comme des roches volcaniques mafiques silicifiées.

Le volcanisme du Groupe de Yasinski est caractérisé par la présence d'une quantité non négligeable de roches volcaniques intermédiaires. Aucune lacune compositionnelle, ni en SiO_2 ni

en Zr, est observée entre les termes mafiques et felsiques (figure 8). En éliminant les roches volcaniques altérées, le SiO₂ et le Zr des roches volcaniques du Yasinski montrent une distribution bimodale (figure 8). Les termes mafiques et felsiques sont plus abondants que les termes intermédiaires.

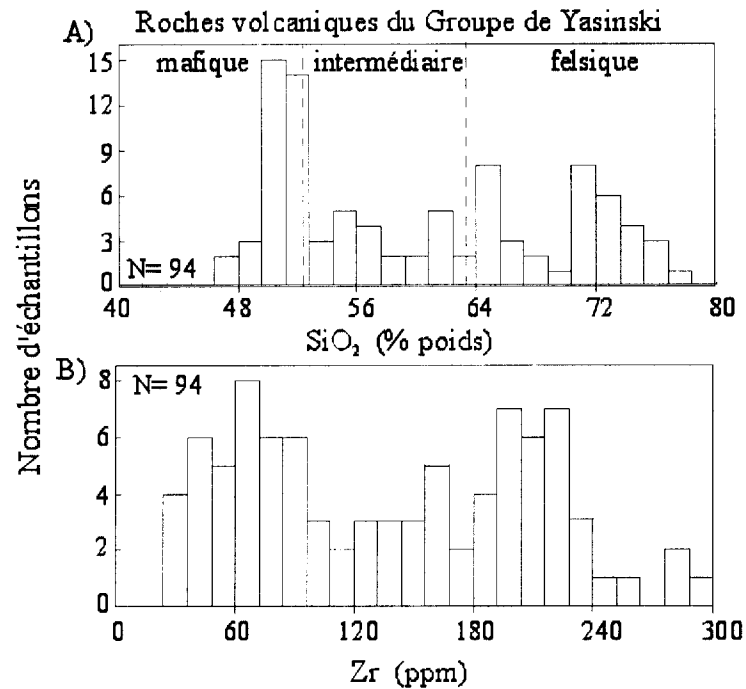


Figure 8. Histogrammes des abondances en SiO₂ (% poids) et Zr (ppm) des roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Notez l'absence de lacunes compositionnelles dans la distribution de ces éléments. Roches volcaniques les moins altérées et abondances en SiO₂ exprimées sur une base anhydre.

5.3.1. Roches volcaniques mafiques

Les basaltes du Groupe de Yasinski sont caractérisés par des teneurs en MgO inférieures à 10 % poids (figure 9) et des concentrations en Cr et Ni ne dépassant pas à 400 et 350 ppm (respectivement). Les faibles teneurs en métaux de transition et les faibles valeurs du rapport $[Mg/Mg+Fe]*100$ (< 63) indiquent que la majorité des basaltes ne sont pas en équilibre avec des sources mantelliques péridotitiques (ex. Viereck *et al.*, 1989). Les faibles concentrations en MgO et en métaux de transition impliquent que les précurseurs magmatiques de ces roches (magmas primitifs magnésiens) ont subi des degrés variables de cristallisation fractionnée impliquant la ségrégation d'olivine, de pyroxène et de spinelle dans des réservoirs magmatiques crustaux. En fonction de leur composition en minéraux normatifs, les basaltes du Groupe de Yasinski peuvent être subdivisés en tholéiites à olivine et en tholéiites à quartz.

Les basaltes les moins différenciés (Zr < 60 ppm) sont caractérisés par des rapports Al₂O₃/TiO₂ ($19,4 \pm 3,6$) semblables à ceux généralement observés dans les basaltes magnésiens dérivés de sources mantelliques fertiles asthénosphériques¹ (ex. Jahn *et al.*, 1982; Sun et McDonough, 1989)

¹ Source mantellique convective d'où proviennent les basaltes de type N-MORB extraits le long des rides océaniques modernes.

Roches volcaniques du Groupe de Yasinski (échantillons peu altérés)

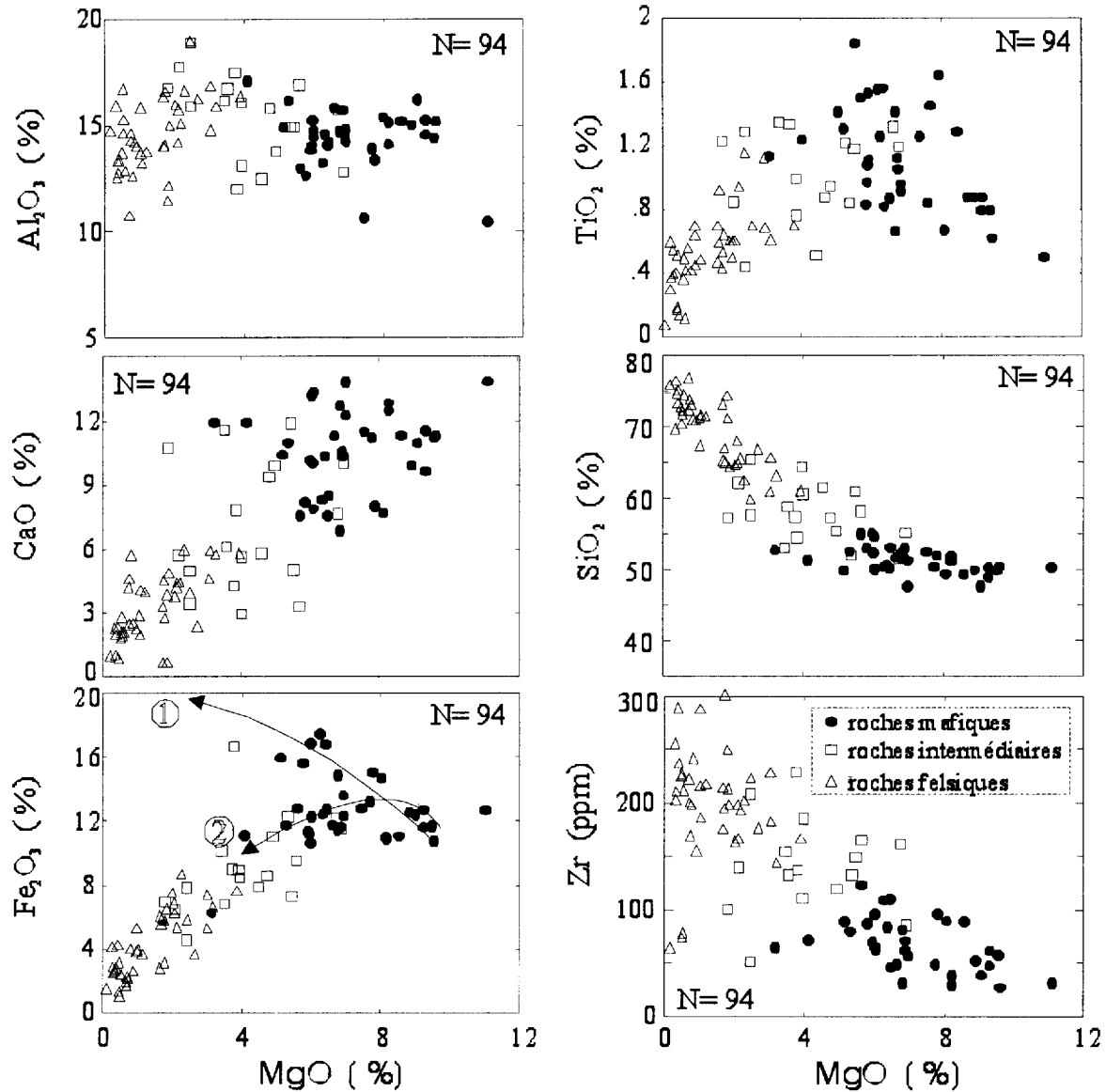


Figure 9. Diagrammes binaires des oxydes des éléments majeurs en fonction de l'abondance en MgO des roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Sur cette figure, le MgO est utilisé pour souligner le degré de différenciation des roches volcaniques. Les courbes 1 et 2 définissent deux tendances d'enrichissement en Fe₂O₃* des roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski. Roches volcaniques les moins altérées et abondances des éléments majeurs exprimées sur une base anhydre.

Les basaltes les moins différenciés possèdent des rapports $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ ($14,3 \pm 2,9$) et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($0,85 \pm 0,10$) qui sont semblables à ceux des basaltes primitifs produits par un degré élevé de fusion partielle de l'asthénosphère (ex. Fuji et Scarfe, 1985; LaFlèche *et al.*, 1992). En raison de leurs rapports $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ élevés, les tholéiites peu différenciées du Groupe de Yasinski s'apparentent d'avantage aux basaltes tholéiitiques des cycles volcaniques inférieurs (ex. Groupes de Malartic et de Kinojévis) que supérieurs (ex. Groupe de Blake River) de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi (LaFlèche *et al.*, 1992). Les basaltes du Groupe de Yasinski sont, de plus, caractérisés par des rapports Ti/V et Ti/Zr semblables à ceux du manteau primitif et du manteau asthénosphérique (figure 10). Les rapports Ti/V sont trop faibles et les rapports Ti/Zr trop élevés pour que les basaltes du Groupe de Yasinski puissent être pétrogénétiquement reliés à un magmatisme d'arc insulaire ou à une source mantellique lithosphérique préalablement métasomatisée par des fluides (ou magmas) de subduction (ex. Woodhead, 1989).

Roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski

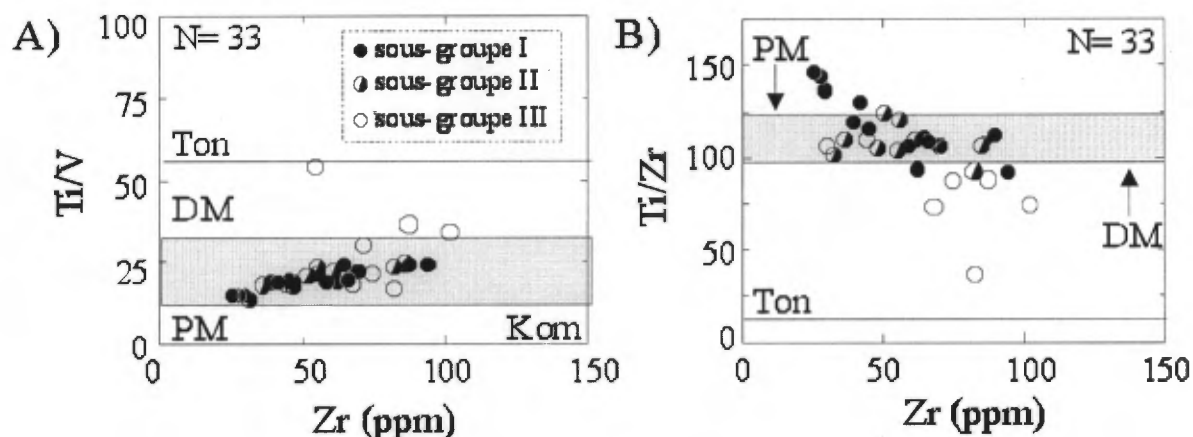


Figure 10. Rapports d'éléments traces en fonction du Zr, utilisé comme un indice de différenciation. DM = manteau appauvri (asthénosphère) de McCulloch et Bennett (1994). PM = manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Ton = gneiss tonalitiques du Complexe de Langelier. Kom = komatiites moyennes de l'Abitibi (LaFlèche, 1991). Notez que les diagrammes ne présentent que les échantillons ayant été analysés par ICP-MS (INRS) et par INAA (CRM-MRNQ). La subdivision des basaltes en 3 sous-groupes est discutée dans la section 5.4.1.1.

Généralement, la plupart des tholéiites différenciées du Groupe de Yasinski ($60 < \text{Zr} < 130$ ppm) tombent à l'extérieur du champ défini par le manteau primitif (PM) et le manteau convectif asthénosphérique (DM ; fig. 10). Ces roches sont anormales car elles sont caractérisées par des rapports Ti/V élevés et de faibles rapports Ti/Zr. Normalement, puisque Ti et Zr ont des degrés d'incompatibilité semblables dans les magmas basaltiques, les rapports Ti/Zr devraient être beaucoup plus élevés. Dans des magmas de cette composition, le fractionnement du rapport Ti/Zr ne peut être expliqué ni par une simple variation du taux de fusion partielle de la source mantellique ni par la cristallisation d'oxydes de Fe-Ti (Ti/V) ou de zircon (Ti/Zr).

De ce fait, les abondances en Fe_2O_3^* et TiO_2 en fonction du MgO , indique deux lignées magmatiques dans les roches basaltiques du Groupe de Yasinski (figure 9). La première exhibe un enrichissement continu en Fe_2O_3^* avec une diminution progressive des teneurs en MgO . Cette tendance est typique des basaltes dont la différenciation magmatique a été dominée par la ségrégation de minéraux anhydres. La seconde est caractérisée par une stagnation ou une diminution des abondances en Fe_2O_3^* lorsque MgO diminue. Cette tendance suggère que des processus additionnels, tel que l'assimilation d'une source crustale felsique, ont été impliqués dans la pétrogénèse. Ces processus pourraient expliquer la diminution du rapport Ti/Zr observée dans les tholéiites différenciées (fig.10b).

5.3.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques

Les roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski ont des teneurs en SiO_2 qui varient de 53 à 78 % poids (anhydre). Lorsque le SiO_2 augmente, les roches s'appauvrissent en Al_2O_3 , MgO , MnO , CaO , FeO^* , P_2O_5 , TiO_2 et s'enrichissent en K_2O et Zr (figure 11). Ces roches calco-alkalines sont caractérisées par de faibles teneurs en K_2O , de fortes teneurs en Al_2O_3 et Na_2O et par la présence d'albite, d'anorthite et de quartz normatifs tel qu'observé dans les tonalites et les trondjhémities (TTG) archéennes (ex. Martin, 1987; figure 12).

Puisque les roches volcaniques intermédiaires et felsiques évoluent vers des compositions de plus en plus appauvries en Fe_2O_3^* et TiO_2 , elles ne sont vraisemblablement pas d'affinité tholéiitique. Étant donné que les roches felsiques du Groupe de Yasinski sont plus ou moins altérées, les concentrations en Na_2O et K_2O ne peuvent pas toutes être considérées comme représentatives des compositions primaires. Les abondances en Na_2O et en K_2O ont donc été estimées semi-quantitativement à l'aide de droites de régression calculées à partir des données de la figure 4.

Les teneurs en Na_2O et en K_2O , estimées en calculant les valeurs correspondantes de Na_2O et de K_2O aux points d'intersection des droites de régression (Na_2O vs I.A. et K_2O vs I.A.) et de la droite verticale de valeur I.A. = 20 (valeur moyenne des tonalites archéennes), suggèrent que les concentrations des protolites des roches volcaniques felsiques étaient d'environ $1,5 \pm 0,5$ % K_2O poids et de $4,5 \pm 0,6$ % Na_2O . Ces valeurs sont semblables à celles observées dans de nombreuses suites tonalitiques et trondhjémities autant archéennes, protérozoïques ou phanérozoïques (ex. Martin, 1987; Defant et Drumond, 1990).

Les roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski sont appauvries en SiO_2 et, par conséquent, plus riches en Al_2O_3 , en TiO_2 et en CaO que la plupart des rhyolites archéennes entourant les gîtes de SMV (ex. camps miniers de Noranda, de Joutel et de Matagami) (LaFlèche et Ludden, 1991). Les modèles pétrogénétiques suggérés pour expliquer la mise en place des rhyolites siliceuses et pauvres en Al_2O_3 , associées aux gîtes de SMV, impliquent généralement des processus extrêmes de cristallisation fractionnée (ex. Ujike et Goodwin, 1987; LaFlèche et Ludden, 1991) ou une fusion partielle impliquant des processus anatexiques à la base de la croûte.

**Roches volcaniques du Groupe de Yasinski
(échantillons peu altérés)**

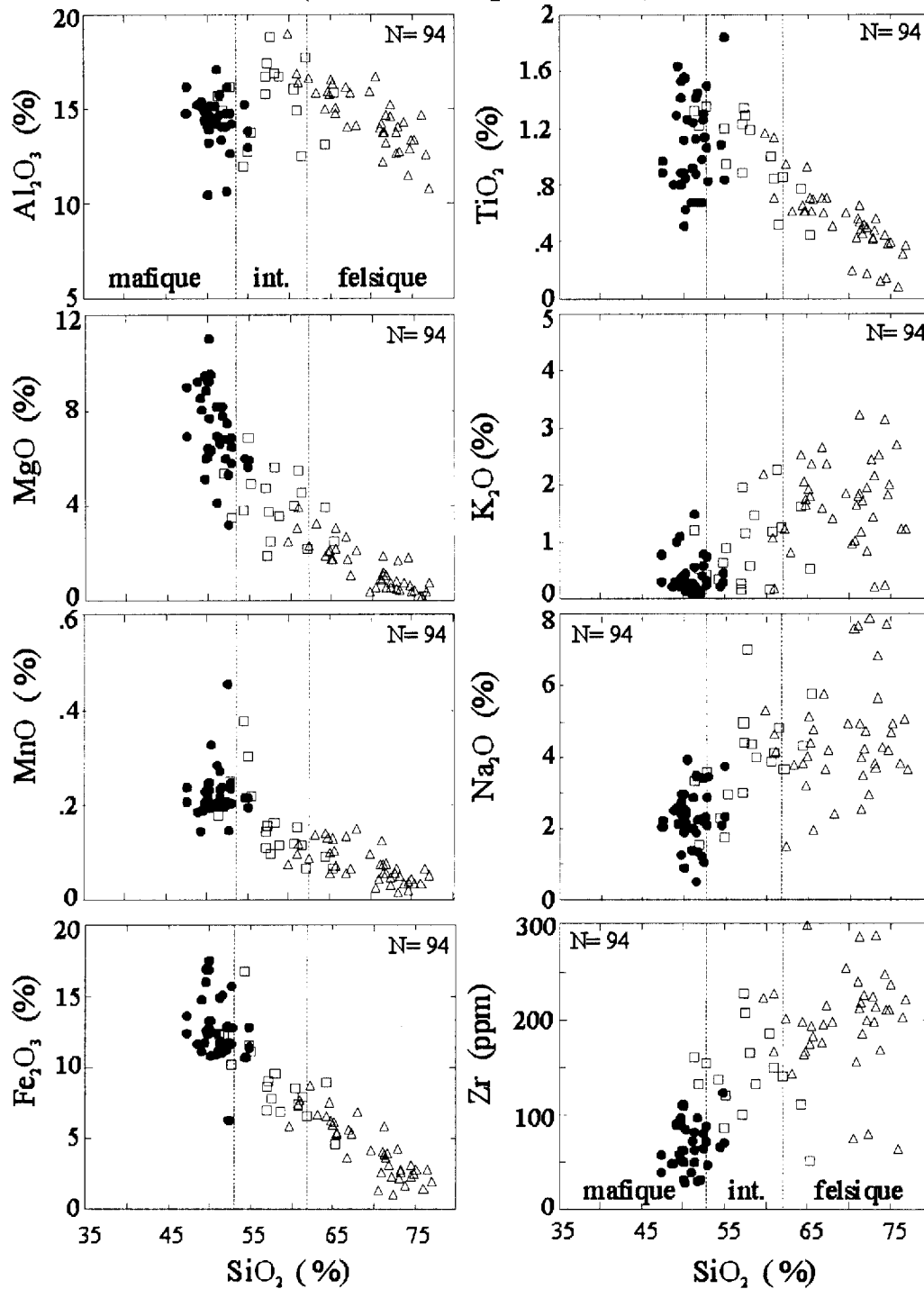


Figure 11. Diagrammes binaires des oxydes des éléments majeurs en fonction de l'abondance en SiO₂ des roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Sur cette figure, SiO₂ est utilisé pour souligner le degré de différenciation des roches volcaniques. Les roches altérées ne sont pas représentées sur ces diagrammes. Abondances des éléments exprimées sur une base anhydre.

Généralement, dans ce dernier cas, il est souvent supposé que l'anatexie a affecté des roches metabasaltiques métamorphisées au faciès des granulites.

De prime abord, les variations géochimiques en éléments majeurs des roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski (figure 11) pourraient aussi être interprétées comme le résultat d'un simple processus de différenciation des magmas par cristallisation fractionnée. Toutefois, les roches volcaniques intermédiaires sont trop enrichies en Al_2O_3 (figure 11), Zr et TiO_2 (figure 9) pour qu'elles aient été produites par simple cristallisation fractionnée à basse pression de magmas tholéitiques. Les magmas intermédiaires et felsiques calco-alcalins ont donc probablement été produits soit par des mécanismes pétrogénétiques complexes faisant intervenir des contaminants crustaux ou par des mécanismes de différenciation magmatique à très haute pression¹ (à la base de la croûte archéenne).

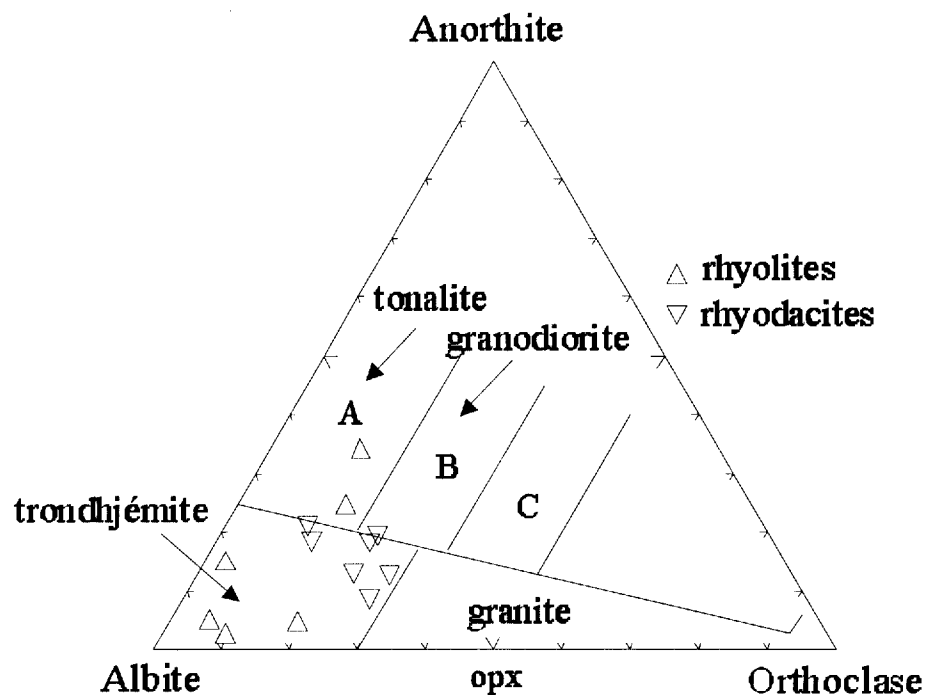


Figure 12. Diagramme ternaire Albite-Anorthite-Orthoclase, qui permet de comparer la composition des magmas felsiques du Groupe de Yasinski avec celle des tonalites et des trondhémites archéennes et protérozoïques. Subdivisions tirées de Barker (1979).

¹ Lorsque la pression lithostatique est très forte, le champ de stabilité du plagioclase se contracte aux dépens du pyroxène et de l'olivine. L'assemblage qui cristallise (cumulat) à partir des magmas basaltiques est moins alumineux (constitué d'olivine et de pyroxènes). Sous ces conditions, les magmas différenciés (liquides) issus de ce processus seront plus alumineux que ceux produits à plus basse pression (ex. rides océaniques).

5.4. Géochimie des éléments traces incompatibles

5.4.1. Terres rares (TR)

5.4.1.1. Roches volcaniques mafiques

Les spectres des terres rares ont permis de subdiviser les roches volcaniques mafiques du Groupe de Yasinski en trois sous-groupes (figure 13). Le premier (I) est caractérisé par des spectres appauvris en TR légères ($[La/Sm]_N = 0.82 \pm 0.06$; N: normalisé par rapport aux chondrites), alors que les spectres des TR lourdes (du Gd au Lu) sont plats ($[Gd/Yb]_N = 0.92 \pm 0.13$). Ces spectres s'apparentent soit aux basaltes associés aux rides océaniques éloignées des points chauds (type N-MORB; Sun et McDonough, 1989) ou aux tholéiites des cycles volcaniques inférieurs de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi (ex. Groupes de Malartic et de Kinojévis; LaFlèche *et al.*, 1992; Desrochers *et al.*, 1993).

Les roches du second sous-groupe (II) possèdent des spectres de terres rares relativement plats ($[La/Sm]_N = 1.08 \pm 0.15$). Ces spectres ressemblent à ceux des basaltes transitionnels des rides océaniques modernes (ex. Sun et McDonough, 1989) ou à ceux des tholéiites des cycles volcaniques supérieurs de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi (ex. Groupe de Blake River; LaFlèche *et al.*, 1992).

Les basaltes et les basaltes andésitiques du sous-groupe III sont caractérisés par un enrichissement en TR légères ($[La/Sm]_N = 2.33 \pm 0.81$) semblable à celui observé dans de nombreuses roches volcaniques mafiques et intermédiaires calco-alcalines archéennes (ex. LaFlèche *et al.*, 1992; Wyman, 1999). Cependant, contrairement à ces dernières, les roches mafiques du sous-groupe III montrent des contenus en Fe et Ti typiques des roches volcaniques tholéiitiques.

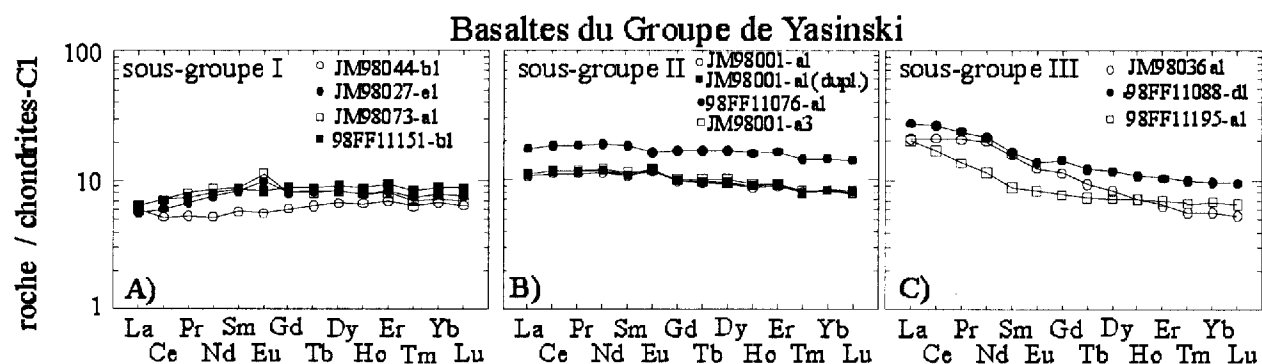


Figure 13. Spectres des terres rares pour les roches mafiques tholéiitiques du Groupe de Yasinski (données normalisées aux valeurs des chondrites C1 de Sun et McDonough, 1989). Observez l'enrichissement des terres rares légères (La au Sm) du sous-groupe I au sous-groupe III. Notez que l'échantillon JM98044-b1 est un gabbro contemporain au volcanisme basaltique du Groupe de Yasinski.

5.4.1.2. Roches volcaniques intermédiaires et felsiques

Les roches volcaniques intermédiaires du Groupe de Yasinski sont caractérisées par des spectres très fractionnés en TR légères ($[La/Sm]_N = 2,88 \pm 0,89$) et de très faibles concentrations en TR lourdes (Yb_N : de 4 à 11; figure 14a). Les spectres des TR de ces roches ne présentent ni d'anomalies négatives en Eu, ni de convexité anormale des TR lourdes. La convexité des TR lourdes est habituellement produite par la ségrégation d'amphibole dans les magmas intermédiaires. L'absence d'anomalies négatives en europium suggère que les magmas précurseurs de ces roches n'ont pas subi de fractionnement important du plagioclase et que, par ailleurs, si ces roches ont été produites par anatexie crustale, le plagioclase n'était pas présent dans les résidus de fusion lors de l'extraction des magmas.

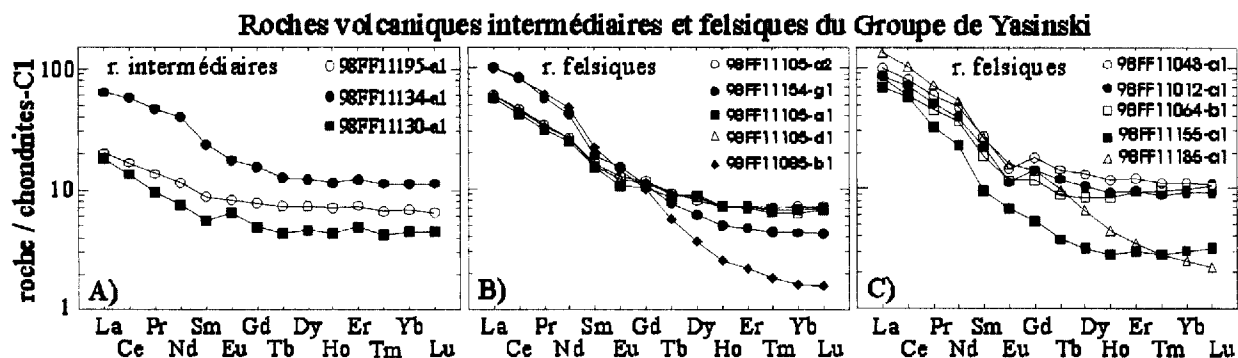


Figure 14. Spectres des terres rares des roches volcaniques calco-alkalines du Groupe de Yasinski. Notez l'intensité du fractionnement des TR légères et les faibles abondances en TR lourdes.

Les roches volcaniques felsiques (fig. 14b et c) sont plus enrichies en TR légères ($[La/Sm]_N = 4,4 \pm 1,2$) que les roches volcaniques mafiques et intermédiaires du Groupe de Yasinski (fig. 13 et 14 a). Les spectres des rhyolites (fig. 14c) montrent de légères anomalies négatives de l'euporium. Dans l'ensemble, les spectres de TR des roches volcaniques felsiques se ressemblent, sauf en ce qui a trait à l'abondance absolue en TR et à la présence d'une légère anomalie négative en europium dans les rhyolites (fig. 14c).

Les roches volcaniques felsiques (# 98FF11085-b1, 98FF11135-a1 et 98FF11155-a1) sont extrêmement appauvries en TR lourdes ($Yb_N < 2$) et peuvent être interprétées comme le résultat de processus pétrogénétiques anatexiques impliquant une source mafique grenatifère (amphibolites à grenat ou éclogites; Martin, 1987; Defant et Drummond, 1990). Cet appauvrissement en TR lourdes ne peut pas être expliqué par la cristallisation fractionnée de

minéraux enrichis en TR lourdes (ex. zircon) car les abondances en Zr de ces roches volcaniques felsiques sont semblables à celles observées dans les autres roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski.

5.4.2. *Éléments à forts champs ioniques (HFSE)*

5.4.2.1. Généralités

Les éléments à forts champs ioniques (*HFSE : high field strength elements*; Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) sont des éléments traces caractérisés par un rapport charge (valence) / rayon ionique élevé. Cette propriété chimique est le principal facteur de l'incompatibilité de ces éléments pour les phases minérales. Lors de la fusion partielle des péridotites mantelliques ou lors de la cristallisation fractionnée des magmas mafiques, les éléments incompatibles se concentrent préférentiellement dans les magmas résiduels. Lors de la différenciation des magmas basaltiques, les éléments plus hygromagmatophiles¹ (Nb, Ta, Th) sont préférentiellement concentrés dans les phases magmatiques évoluées (ex. magmas dacitiques à rhyolitiques). Ces éléments traces sont utiles à la caractérisation géochimique des roches métavolcaniques précambriennes (ex. LaFlèche *et al.*, 1992) et phanérozoïques (ex. Wood *et al.*, 1979; Weaver, 1991; Camiré *et al.*, 1995). Les éléments HFSE permettent d'identifier l'affinité chimique des roches métavolcaniques, due à la faible solubilité de ces éléments dans la majorité des fluides hydrothermaux et métamorphiques. Les éléments HFSE sont aussi fréquemment utilisés pour retracer l'origine et la pétrogénèse des roches ignées mises en place dans différents environnements géodynamiques (ex. Wood *et al.*, 1979; Sun et McDonough, 1989; Weaver, 1991; Dupuy *et al.*, 1992).

Dans les systèmes magmatiques anhydres, les HFSE ont un comportement géochimique semblable à celui de certaines TR (ex. Nb-La, Ta-La, Zr-Sm, Ti-Sm etc.). Dans les réservoirs géochimiques dominés par la présence de granitoïdes, de gneiss felsiques et de roches sédimentaires, les concentrations relatives en HFSE sont généralement beaucoup plus faibles que celles des TR. Cette particularité donne aux principaux constituants de la croûte continentale des rapports en éléments traces $[Ta/La]_N$, $[Nb/La]_N$, $[Ti/Sm]_N$ et $[Hf/Sm]_N$ significativement inférieurs à ceux observés dans les sources mantelliques asthénosphériques ou dans le manteau primitif terrestre² (ex. Condie, 1993; McDonough et Sun, 1995). La présence de telles anomalies dans des roches ultramafiques, basaltiques ou intermédiaires suggère la mise en œuvre de processus pétrogénétiques dominés par l'assimilation crustale (ex. Perring *et al.*, 1996) ou, alternativement, la mise en place du magmatisme dans un environnement de subduction (ex. Woodhead, 1989).

¹ Les éléments hygromagmatophiles sont des éléments traces ayant un comportement extrêmement incompatible lors de la fusion partielle des péridotites mantelliques ou de la cristallisation fractionnée des magmas basaltiques.

² Le manteau primitif terrestre correspond à la composition du manteau terrestre peu de temps après la ségrégation du noyau métallique de la Terre. Actuellement, ce réservoir est dissocié en quatre parties : la croûte, le manteau lithosphérique, l'asthénosphère (manteau supérieur) et le manteau inférieur.

5.4.2.2. Géochimie des HFSE

Habituellement, des diagrammes d'éléments traces incompatibles, normalisés aux valeurs du manteau primitif terrestre (diagrammes multiéléments), sont utilisés pour représenter la signature des HFSE et des TR des roches volcaniques. Ce type de présentation permet de caractériser rapidement les affinités géochimiques des roches volcaniques et d'identifier le fractionnement anormalique de certains éléments.

La figure 15 présente les spectres des HFSE et des TR provenant des roches volcaniques mafiques des sous-groupes I, II et III du Groupe de Yasinski. L'absence de fractionnement des HFSE par rapport aux TR dans les sous-groupes I et II suggère que les magmas précurseurs (magnésiens) de ces basaltes sont issus d'une source mantellique chimiquement semblable à celle qui produit les basaltes N-MORB des rides océaniques modernes. Par contre, les basaltes du sous-groupe III sont caractérisés par des anomalies négatives en Nb et Ta par rapport aux TR légères. Ce type de signature est plutôt observé dans les basaltes des arcs insulaires volcaniques (ex. magmatisme de subduction; Defant et Drummond, 1990; Woodhead, 1989) ou dans les basaltes des séries magmatiques contaminées par une composante crustale (ex. tholéiites continentales ; Arndt et Christensen, 1992; Hooper et Hawkesworth, 1993).

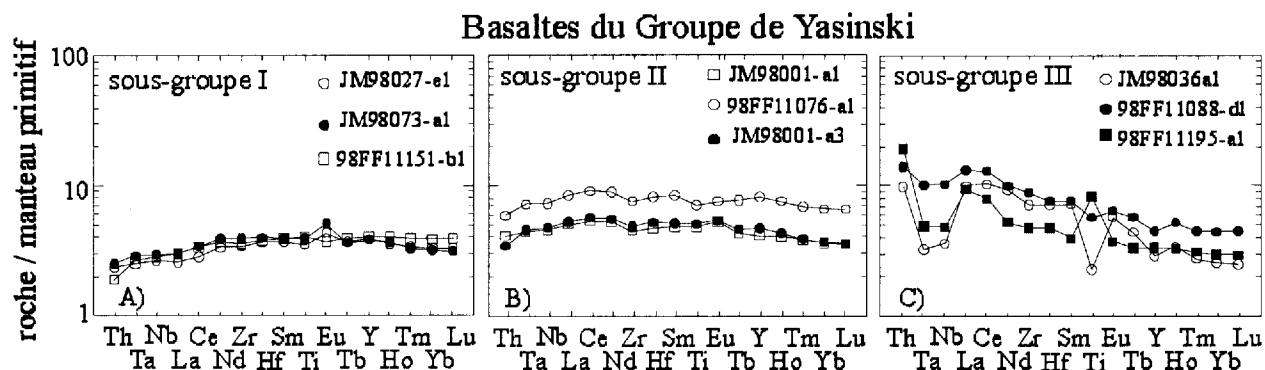


Figure 15. Diagrammes multi-éléments représentant les spectres des TR et des HFSE des roches volcaniques mafiques tholéiitiques du Groupe de Yasinski (données normalisées aux valeurs du manteau primitif de Sun et McDonough, 1989). Notez la présence d'anomalies négatives en Nb et Ta dans les tholéiites du sous-groupe III.

Les roches volcaniques calco-alcalines du Groupe de Yasinski montrent des anomalies négatives en HFSE (par rapport aux terres rares) encore plus prononcées que celles observées dans les tholéiites du sous-groupe III (fig. 16).

Roches volcaniques intermédiaires et felsiques

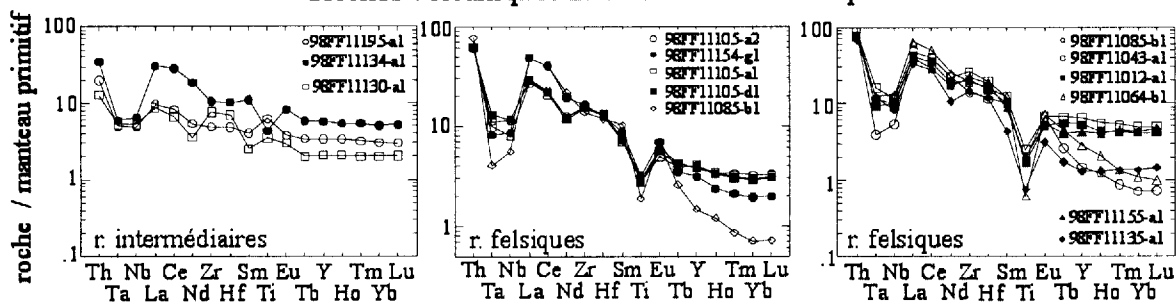


Figure 16. Diagrammes multi-éléments représentant les spectres des terres rares et des éléments à fort champ ionique (HFSE) des roches calco-alcalines du Groupe de Yasinski. Notez les fortes anomalies négatives en Nb-Ta-Ti des roches calco-alcalines.

Les concentrations en Nb, Ta, Hf, Th (HFSE) et en U des roches volcaniques du Groupe de Yasinski augmentent avec le degré de différenciation des roches (figure 17; annexe 1). Ces éléments traces peuvent être, dans l'ensemble, corrélés positivement entre eux ainsi qu'avec le Zr. Les abondances en Th, U et La des roches volcaniques felsiques sont beaucoup trop élevées pour pouvoir être expliquées par de simples processus de cristallisation fractionnée de magmas basaltiques (courbe 1, fig. 17). Même l'assimilation de matériel tonalitique, associée à la cristallisation fractionnée (courbe 2, fig. 17), ne permet pas d'enrichir suffisamment les magmas felsiques en La, Th et U.

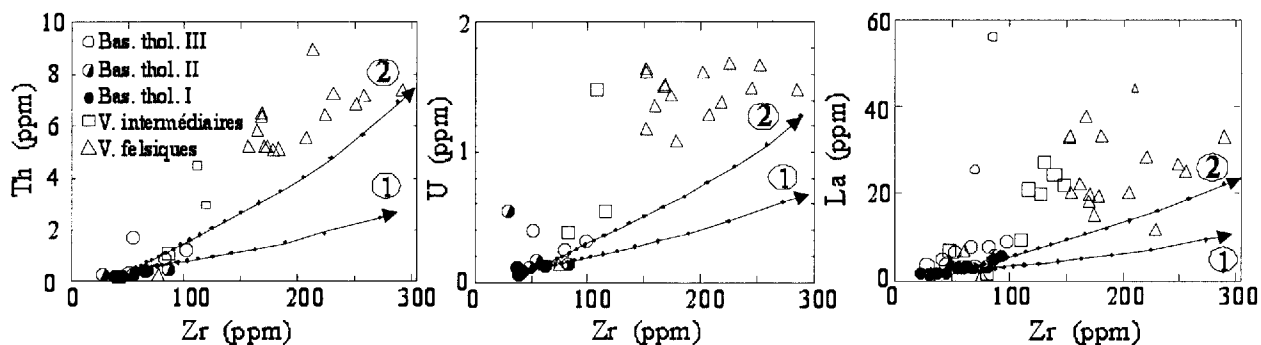


Figure 17. Abondances en Th, U et La en fonction du Zr, utilisé comme indice de différenciation. Courbe 1 = cristallisation fractionnée dans un réservoir magmatique; courbe 2 = assimilation de matériel tonalitique et cristallisation fractionnée. Les courbes sont calculées à l'aide du programme MixFrac de Nielsen (1999) (version mix3.for). Le programme est accessible sur Internet à l'adresse www.ep.es.llnl.gov/germ/germ-home.thm (GERM : Geochemical Earth Reference Model). Le magma parental utilisé dans les calculs est un basalte riche en MgO du groupe I.

Hormis, l'intervention de modèles numériques sophistiqués, on peut à l'aide du Th, évaluer semi-quantitativement le degré de fractionnement magmatique nécessaire pour produire les magmas felsiques du Groupe de Yasinski, à partir de la cristallisation fractionnée des basaltes magnésiens. Compte tenu du caractère hautement incompatible du Th ($D < 0,01$), l'équation générale de la cristallisation fractionnée ($C_1 = C_0 F^{(D-1)}$) peut se simplifier en une expression simple de type $F = C_0/C_1$ (C_1 : concentration en Th du magma différencié; C_0 : concentration en Th du magma parent; F : fraction de liquide résiduel; D : coefficient de distribution global pour le Th). (ex. Rollinson, 1993). Cette équation permet d'estimer le taux de cristallisation fractionnée ($T_{CF} = 1-F$) essentiel pour expliquer les teneurs en Th observées dans les magmas felsiques. Ainsi, pour obtenir une teneur moyenne de 7 ppm de Th, dans les roches felsiques, à partir de la différenciation d'une source basaltique (Th = 0,35 ppm), il aurait fallu un taux invraisemblable de cristallisation fractionnée de plus de 95%. De ce fait, on peut affirmer qu'il est peu probable que les roches calco-alkalines et les basaltes du Groupe de Yasinski soient comagmatiques.

5.5. Réservoirs mantelliques et crustaux impliqués dans la pétrogénèse

Le choix des éléments utilisés pour l'interprétation pétrogénétique est principalement dicté soit par les valeurs des coefficients de distribution (D) des éléments traces ou par la faible mobilité relative des éléments lors de l'altération hydrothermale et du métamorphisme régional (ex. LaFlèche *et al.*, 1998). Les coefficients de distribution des deux éléments d'un rapport doivent être semblables ($D_{Nb} \approx D_{Th}$, $D_{Nb} \approx D_{La}$, $D_{Hf} \approx D_{Sm}$, $D_{Ti} \approx D_V$). Pour simplifier la présentation, des rapports de plusieurs couples d'éléments traces incompatibles (HFSE et TR) ont été calculé et ces valeurs sont représentées en fonction du Zr à la figure 18.

Les rapports $[La/Sm]_N$, $[Nb/Th]_N$, $[Th/La]_N$ et $[Nb/La]_N$ (fig. 18) sont de bons traceurs géochimiques dans les roches volcaniques mafiques car les processus normaux de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle du manteau ne fractionnent pas ces rapports de façon significative (Saunders *et al.*, 1988; Sun et McDonough, 1989). À l'aide de ces rapports d'éléments traces, on peut caractériser le ou les principaux réservoirs géochimiques impliqués dans la pétrogénèse des roches volcaniques (manteau asthénosphérique ou lithosphérique, panache mantellique, croûte continentale, etc.). Les contraintes apportées par les rapports d'éléments traces sont utiles à l'identification de l'environnement géodynamique de mise en place du magmatisme (zones de subduction, rifts continentaux ou océaniques, bassins d'arrière-arc).

Les rapports $[La/Sm]_N$, $[Nb/Th]_N$, $[Nb/La]_N$ et $[Th/La]_N$ des basaltes des sous-groupes I et II du Groupe de Yasinski se situent dans le champ défini par le manteau primitif terrestre (Sun et McDonough, 1989) et le manteau asthénosphérique (figure 18). À l'exception des basaltes enrichis, du sous-groupe III, il semble que la majorité des basaltes du Groupe de Yasinski aient été extraits de péridotites semblables au manteau asthénosphérique archéen. Les magmas basaltiques ont progressé vers la surface en ségrégant progressivement des minéraux anhydres (olivine, plagioclase, clinopyroxène) sans toutefois, être impliqués dans des processus de contamination crustale ou de mélange magmatique avec des magmas enrichis. Les tholéiites mafiques, du sous-groupe III, sont caractérisées par des rapports $[La/Sm]_N$ et $[Th/La]_N$ plus

élevés, et des rapports $[Nb/Th]_N$ et $[Nb/La]_N$ plus faibles que ceux des sous-groupes I et II, ce qui suggère une contribution additionnelle d'une composante enrichie en TR légères et en Th et appauvrie en Nb et en Ta (figure 18).

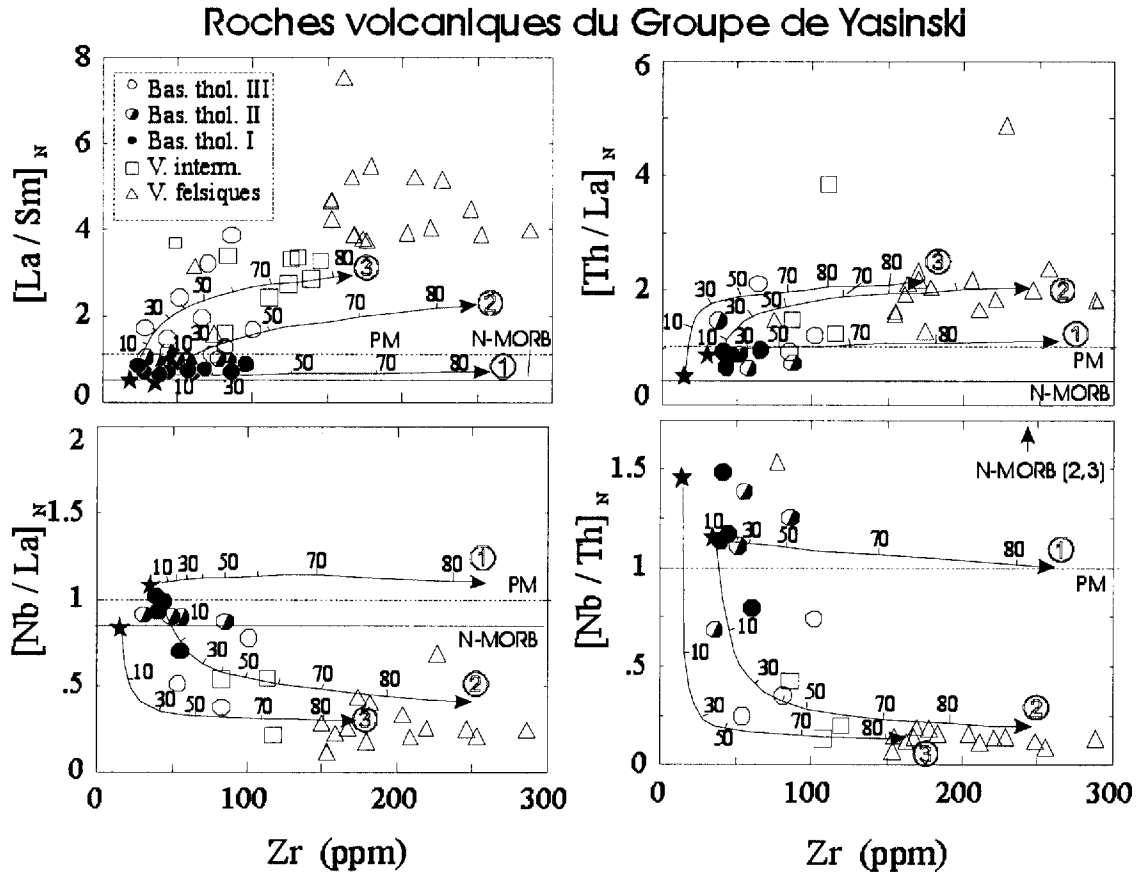


Figure 18. Fractionnement de certains éléments traces incompatibles dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Les courbes 1 et 2 correspondent à des modèles numériques simulant la cristallisation fractionnée des basaltes (1) et la contamination de ces derniers par un réservoir tonalitique (2). La courbe 3 représente un modèle de contamination par du matériel tonalitique lors de la différenciation d'un magma komatiitique. Les graduations sur les courbes correspondent aux taux de différenciation des magmas. Les courbes sont calculées à l'aide du programme MixFrac de Nielsen (1999) (version mix3.for). Le nombre d'échantillons dans le diagramme $[La/Sm]_N$ vs Zr est plus élevé car nous avons utilisé les données d'activation neutronique instrumentale du CRM (MRNQ) et les analyses d'ICP-MS de l'INRS. Pour ce qui est des autres rapports d'éléments traces, les données utilisées sont celles analysées par ICP-MS.

La composition des roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski ne se situe pas dans le champ des roches magmatiques dérivées d'une source asthénosphérique. Le fort enrichissement en TR légères, l'appauvrissement relatif en Nb et en Ta par rapport aux TR ($[Nb/La]_N$) et l'enrichissement en Th ($[Th/La]_N$) de ces roches ne peuvent s'expliquer par de simples mécanismes de différenciation faisant intervenir la fusion partielle d'une source asthénosphérique ou la cristallisation fractionnée de magmas issus d'une telle source.

Les rapports $[Nb/Th]_N$, $[Nb/La]_N$ et $[Th/La]_N$, très différents entre les roches mafiques et intermédiaires du Groupe de Yasinski, indiquent que ces roches ne sont pas comagmatiques (figure 18). Par ailleurs, même si on évoque le fractionnement d'amphibole, dans le cas d'une différenciation à haute pression en présence d'eau, on ne peut pas expliquer le fort découplage des HFSE et des TR qui caractérise les roches calco-alcalines. De plus, on ne peut expliquer le très faible rapport $[Nb/La]_N$ des roches felsiques et intermédiaires. D'autres processus, que la simple cristallisation fractionnée anhydre ou hydratée en système fermé, doivent intervenir dans la pétrogénèse de ces roches.

Le fractionnement des HFSE et des TR dans les roches intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski (figure 16) peut être expliqué en faisant intervenir un réservoir géochimique enrichi en Th, en TR légères et en U. Un tel réservoir aurait peut-être été situé dans la croûte archéenne ou, plus spécifiquement, dans les unités gneisso-tonalitiques formant le socle sur lequel les roches supracrustales de la région se sont déposées. Alternativement, les roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski ont pu être dérivées de magmas anatexiques tonalitiques et trondhjémiques qui auraient été formés au cours d'un épisode de fusion à la base de la croûte (fusion de vestiges métamorphisés d'anciennes ceintures de roches vertes).

6. DISCUSSION

6.1. Considérations géologiques et tectoniques sur l'environnement de mise en place du volcanisme du Groupe de Yasinski

Les travaux menés jusqu'à présent dans le secteur à l'étude suggèrent que les roches sédimentaires de la Formation d'Apple et que les roches volcaniques du Groupe de Yasinski se sont mises en place dans un environnement de rift (ex. Goutier *et al.*, 1999b). Cette conclusion est en accord avec les travaux, de Skulski *et al.* (1988), touchant d'autres secteurs de la sous-province de La Grande. Le développement du rift aurait d'abord été marqué par la sédimentation d'un conglomérat de base et des unités sédimentaires gréseuses matures de la Formation d'Apple, ces roches reposant en discordance sur le socle gneisso-tonalitique du Complexe de Langelier. Cette sédimentation détritique résulte possiblement d'une extension modérée de la lithosphère archéenne dans les stades les plus précoces de développement du rift.

La phase subséquente d'extension lithosphérique est marquée par l'apparition de volcanisme mafique dans le bassin en subsidence. La faible vésicularité des roches basaltiques et l'absence ou la rareté des roches volcanoclastiques et pyroclastiques dans l'empilement basaltique, suggère que le volcanisme mafique, du Groupe de Yasinski, a essentiellement été sous-marin et qu'il s'est produit dans un bassin assez profond. La sédimentation par précipitation chimique des formations de fer, intercalées aux unités basaltiques, par ailleurs très pauvres en matériel siliciclastique, semble appuyer cette hypothèse. Le passage, d'une phase de sédimentation épicrotonique à une phase de volcanisme essentiellement sous-marin et profond, témoigne d'une subsidence rapide du bassin volcano-sédimentaire.

Le volcanisme calco-alkalin intermédiaire à felsique, essentiellement fragmentaire (Goutier *et al.*, 1998a), indique une nouvelle phase dans l'évolution du rift caractérisée par une réduction importante de la bathymétrie du bassin et une diminution progressive de l'extension lithosphérique. Les flux magmatiques, vers la surface, sont de moins en moins volumineux et il est probable que des magmas basaltiques aient alors été piégés à la base de la croûte et qu'ils aient provoqué la fusion anatexique de matériel crustal. En considérant que la croûte inférieure archéenne était principalement dominée par la présence de roches mafiques, la fusion anatexique de ces dernières pourrait expliquer la genèse des magmas dacitiques et rhyodacitiques calco-alkalins du Groupe de Yasinski (voir section 6.3.1.2).

D'après Goutier *et al.* (1998), l'épaisseur maximale des roches volcaniques du Groupe de Yasinski, ne dépasse pas 2 000 à 2 500 mètres. Cette dernière est en aucun cas comparable aux épaisseurs de laves observées dans les grandes unités de roches volcaniques de la sous-province de l'Abitibi (ex. Groupe de Blake-River), et de 3 à 10 fois inférieures aux épaisseurs de basaltes observées dans les environnements des dorsales médio-océaniques modernes (Kostopoulos et James, 1992; Keen *et al.*, 1994). Ainsi, le modèle pétrogénétique de formation des roches volcaniques du Groupe de Yasinski devra tenir compte de cette contrainte très importante.

6.2. Origine des roches basaltiques

6.2.1. Source mantellique

Les tholéiites des sous-groupes I et II ont des compositions en terres rares, en HFSE et en éléments majeurs compatibles avec une pétrogénèse dominée par la fusion partielle d'une source asthénosphérique géochimiquement semblable à celle normalement impliquée dans la pétrogénèse des N-MORB (ex. Viereck *et al.*, 1989). Dans les environnements modernes, on rencontre de tels basaltes tholéiitiques aussi bien le long des dorsales médio-océaniques que dans les environnements de subduction, bien que les tholéiites d'arcs soient généralement caractérisées par des anomalies négatives en HFSE par rapport aux terres rares. Ces anomalies sont interprétées comme le résultat d'une interaction entre la source asthénosphérique des basaltes et des processus métasomatiques impliquant la circulation de fluides hydratés ou de magmas silicatés issus de la déshydratation ou de la fusion partielle de plaques lithosphériques subductées (ex. Hawkesworth *et al.*, 1991, Defant et Drummond, 1990). Néanmoins, les basaltes, des sous-groupes I et II du Yasinski, ne possèdent pas les anomalies en HFSE, typiques des tholéiites d'arcs et ainsi l'hypothèse d'une mise en place dans un environnement de subduction est rejetée.

Bien que la composition en éléments traces des basaltes des sous-groupes I et II soit similaire à celle des N-MORB modernes, soulignons que le manteau asthénosphérique actuel est plus appauvri en éléments fortement incompatibles comparativement au manteau asthénosphérique archéen. L'extraction progressive de la croûte à partir du manteau primitif et le recyclage incomplet de cette dernière lors des processus de subduction ont progressivement appauvri le manteau asthénosphérique en éléments traces incompatibles (ex. McCulloch et Bennett, 1994). Conséquemment, si les basaltes tholéiitiques archéens ont été dérivés d'une source asthénosphérique, ils devraient être généralement moins appauvris en éléments hautement incompatibles que les N-MORB modernes. Ceci est confirmé pour les basaltes des sous-groupes I et II du Groupe de Yasinski, puisque leurs compositions en éléments traces incompatibles tombent systématiquement à l'intérieur du champ délimité par les réservoirs mantelliques du manteau primitif terrestre et de l'asthénosphère actuelle (figure 18).

6.2.2. Mécanismes de fusion partielle

Deux hypothèses sont émises pour expliquer l'origine du magmatisme basaltique du Groupe de Yasinski : (1) extension lithosphérique et décompression adiabatique du manteau asthénosphérique normal, et (2) mise en place d'un panache mantellique de haute température (point chaud) sous la lithosphère continentale ou océanique. Les deux modèles ont des implications géologiques très différentes. Le premier nécessite un fort degré d'extension de la lithosphère qui se traduit par une importante subsidence thermique des bassins et la production d'un très grand volume de magmas basaltiques (McKenzie et Bickle, 1988). Le second implique un degré moindre d'extension de la lithosphère et une subsidence thermique plutôt modérée des bassins. La mise en place d'un panache mantellique donne lieu à l'épanchement d'un volume variable, bien que parfois considérable, de laves basaltiques associées ou non à des roches volcaniques felsiques probablement dérivées de la fusion anatexique de la croûte (ex. rhyolites des Trapps du Deccan, Inde ; Lightfoot *et al.*, 1987).

6.2.2.1. Décompression adiabatique de l'asthénosphère induite par l'extension de la lithosphère archéenne

La fusion partielle reliée à la décompression adiabatique de l'asthénosphère est le mécanisme pétrogénétique qui explique le mieux les caractéristiques chimiques et physiques des basaltes des dorsales océaniques (ex. McKenzie et Bickle, 1988; Kinzler et Groves, 1992; Kostopoulos et James, 1992). Dans ce modèle, les péridotites (abyssales) constituent les résidus de fusion partielle de l'asthénosphère et les basaltes, les liquides magmatiques extraits de ces dernières (Niu, 1997). L'ascension de l'asthénosphère permet aux péridotites mantelliques d'atteindre des conditions de température et de pression idéales pour amorcer le processus de fusion partielle. Plus la température potentielle du manteau asthénosphérique est haute (ex. $T^{\circ} > 1550^{\circ}\text{C}$), plus l'amorce du processus de fusion est réalisable à grande profondeur, comme dans le champ de stabilité des lherzolites à grenat. Si le manteau a une température normale (T° voisine de 1275°C), la fusion partielle ne sera toutefois amorcée que dans le champ de stabilité des lherzolites à spinelle. Les variations de température potentielle du manteau affecteront donc la composition chimique des magmas basaltiques, puisque la fusion partielle sera amorcée sous des conditions de pression variables. Si la fusion se produit à haute pression (ex. 40 kbars), les basaltes seront généralement alcalins ou transitionnels, alors qu'ils seront d'affinité tholéitique si la fusion est initiée à faible pression (ex. 10 kbars).

À l'aide des modèles de Kostopoulos et James (1992) et de Keen *et al.* (1994), nous avons estimé l'épaisseur des basaltes, qui devraient être ajoutés à la croûte par ce processus de fusion, en fonction du taux d'extension lithosphérique et de la température potentielle du manteau. Les résultats sont présentés à la figure 19, où on peut constater qu'un manteau anormalement chaud, comme celui d'un panache, peut facilement produire un empilement de roches volcaniques de plus de 20 km d'épaisseur. Dans notre modèle, la température potentielle de l'asthénosphère archéenne a été fixée à 1450°C , soit 150 à 200°C supérieure à la température du manteau asthénosphérique normal actuel¹. À cette température, on croit que la fusion des péridotites archéennes a pu être initiée à une profondeur d'environ 100 km (30 kbars), dans le champ de stabilité des lherzolites à grenat. Si la transition avec le champ des lherzolites à spinelle s'effectue vers 25 kbars (83 km), il est possible que près de 10 % du processus de fusion ait été réalisé en équilibre avec une source grenatifère.

¹ Les fortes concentrations en isotopes radioactifs producteurs de chaleur (U, K, Th.) dans le manteau asthénosphérique archéen ont certainement affecté sa température. Les travaux de Abbott *et al.* (1994) suggèrent que les températures d'éruption des basaltes tholéitiques archéens étaient 150 à 200°C plus élevées qu'aujourd'hui.

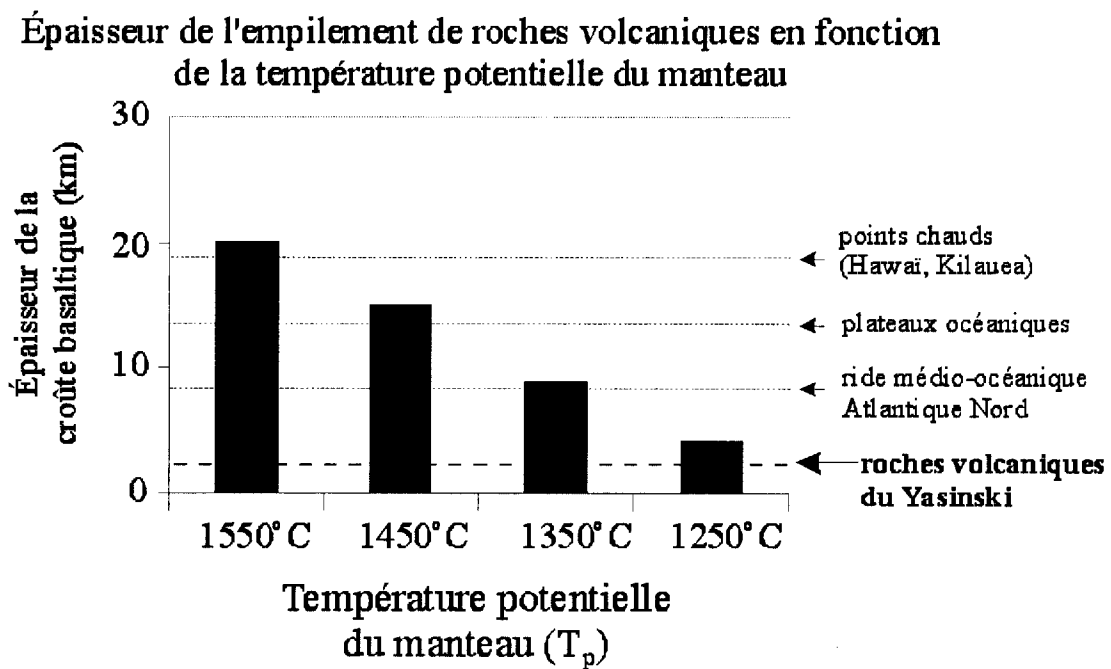


Figure 19. Épaisseur de l'empilement volcanique en fonction de la température potentielle du manteau asthénosphérique. Dans ce modèle, les basaltes sont formés par la fusion en décompression adiabatique du manteau sous une zone de rift. Les algorithmes utilisés dans ce modèle proviennent de Kostopoulos et James (1992) et de Keen *et al.* (1994). Notez l'épaisseur considérable de la croûte basaltique associée au point chaud d'Hawai et la très faible épaisseur de roches volcaniques du Groupe de Yasinski.

La figure 20 représente les spectres des terres rares obtenus pour des basaltes formés lors de la fusion partielle d'un manteau asthénosphérique archéen, dont la température potentielle serait de 1450° C. Pour un taux de fusion situé entre 1 et 10%, le modèle prédit la formation de basaltes appauvris en TR lourdes, qui sont alors préférentiellement retenues dans les grenats résiduels. Lorsque le degré de fusion partielle dépasse les 10%, le champ de stabilité des lherzolites à spinelle est atteint et les terres rares lourdes des basaltes produits ne seront plus fractionnées. La composition des magmas basaltiques sera alors semblable à celle observée dans les basaltes des sous-groupes I et II du Groupe de Yasinski (fig.13).

La fusion par décompression adiabatique de l'asthénosphère archéenne explique bien les caractéristiques chimiques (HFSE et TR) des basaltes des sous-groupes I et II du Groupe de Yasinski. Cependant, ce modèle implique la formation d'un volume considérable de basaltes. D'après nos calculs présentés à la figure 19, notez que pour une température potentielle de 1450° C, une croûte basaltique d'environ 17 km d'épaisseur devrait être produite, ce qui est nettement supérieur à l'épaisseur de laves observée dans le Groupe de Yasinski ($\approx 2\ 500$ à $3\ 000$ m ; Goutier, communication personnelle). De plus, même en invoquant la possibilité d'injection d'un volume équivalent de matériel basaltique à la base de croûte, le volume de magmas prédit par le modèle est nettement supérieur à ce qui est observé dans le Groupe de Yasinski.

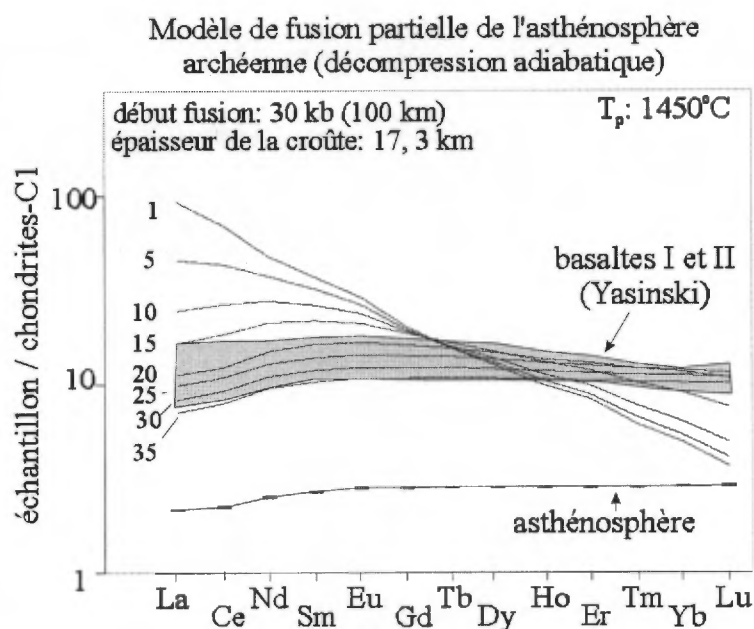


Figure 20. Fractionnement des terres rares lors de la fusion en décompression adiabatique du manteau asthénosphérique archéen. Notez l'appauvrissement des TR lourdes, au début du processus de fusion, qui est relié à la présence de grenat dans le résidu de fusion (lherzolites à grenat). Après 10% de fusion partielle, l'asthénosphère fond dans le champ de stabilité des lherzolites à spinelle et les spectres des TR sont alors semblables à ceux des N-MORB. On peut reproduire la composition en terres rares des tholéïites du Groupe de Yasinski par ce modèle. Le champ ombragé correspond à celui des tholéïites des sous-groupes I et II.

Les observations de terrain et les interprétations géologiques suggèrent que la Formation d'Apple et le Groupe de Yasinski se sont mis en place dans une zone de rift. Il est probable que l'extension lithosphérique a pu être limitée par la présence d'un socle gneisso-tonalitique en périphérie du Groupe de Yasinski. Conséquemment, même si les caractéristiques chimiques des basaltes du Groupe de Yasinski peuvent être adéquatement expliquées par un modèle de décompression adiabatique du manteau suite à la remontée passive de l'asthénosphère archéenne, nos observations de terrain nous incitent à envisager un autre modèle présenté à la section suivante.

6.2.2.2. Mise en place d'un panache mantellique de haute température (point chaud) sous la lithosphère archéenne.

La mise en place d'un panache mantellique sous la lithosphère continentale est un mécanisme fréquemment suggéré pour expliquer la présence de volcanisme intraplaque continental (ex. Hooper et Hawkesworth, 1993 ; Sweeney *et al.*, 1994). On croit que ce type de modèle peut expliquer la formation d'une zone de rift contemporaine à l'éruption des magmas basaltiques. L'impact d'un panache mantellique sous la lithosphère continentale peut provoquer un soulèvement topographique régional qui sera éventuellement suivi par un épisode d'affaissement (subsidence) et par la fracturation de la croûte. Dans la région à l'étude, on peut supposer que le soulèvement du Complexe de Langelier aurait ainsi été suivi par la formation du

bassin contenant les roches sédimentaires de la Formation d'Apple et les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Contrairement au modèle précédent, on considère que la mise en place d'un point chaud et du volcanisme qui y est associé sont des processus relativement rapides (à l'échelle des temps géologiques) et limités dans le temps, en raison du déplacement de la plaque tectonique au-dessus du panache stationnaire.

La pétrogénèse des komatiites archéennes est fréquemment expliquée par la mise en place de panaches mantelliques (ex. Wyman, 1999). On estime que de tels panaches ont pu fournir la chaleur nécessaire à la production de magmas komatiitiques. En avançant l'hypothèse qu'un point chaud puisse expliquer le magmatisme basaltique du Groupe de Yasinski, on pourrait aussi expliquer la formation du magmatisme komatiitique du lac Guyer au nord-est de la région étudiée (ex. Stamatelopoulos-Seymour *et al.*, 1983). Toutefois, le volcanisme du lac Guyer est légèrement plus ancien que celui du Groupe de Yasinski. Le modèle envisagé doit donc pouvoir expliquer le décalage entre les différents événements volcaniques et la distance entre les principaux centres éruptifs de la région. Le déphasage de 10 à 15 Ma pourrait s'expliquer par un modèle impliquant l'étalement d'un panache mantellique (point chaud) sous la lithosphère archéenne (ex. White, 1989; Saunders *et al.*, 1992; Sweeney *et al.*, 1994). Dans ce modèle, le volcanisme komatiitique s'épancherait au dessus de la zone d'impact du panache (immédiatement après l'impact) et, ultérieurement, le volcanisme basaltique s'épancherait distalement. Par analogie aux points chauds phanérozoïques, il est intéressant de souligner que la durée du volcanisme komatiitique et tholéitique, dans la région étudiée (Groupe de Yasinski et secteur du lac Guyer), est semblable à celle du volcanisme intraplaque de l'archipel de Cape Verde (~20 Ma; White, 1989). De plus, le volcanisme basaltique, associé au point chaud de Cape Verde, s'étend sur une distance de 200 km (diamètre). Cette distance est compatible avec celle qui sépare les roches volcaniques du Groupe de Yasinski et du secteur du lac Guyer.

Sous certaines conditions², la fusion partielle du manteau lithosphérique (plutôt que celle du manteau asthénosphérique) peut aussi produire un magmatisme basaltique semblable à celui observé dans le Groupe de Yasinski. Pour modéliser ce processus, on a calculé la composition des magmas issus de la fusion partielle à l'équilibre des péridotites. Compte tenu du mode statique de fusion (absence de déplacement des péridotites lithosphériques), ce modèle peut être considéré comme réaliste. Les résultats de ces calculs, présentés à la figure 21, montrent que les spectres des terres rares des basaltes du Groupe de Yasinski peuvent être expliqués par un taux de fusion de 10 à 15 % d'une source constituée de péridotites à spinelle chimiquement semblables au manteau asthénosphérique archéen.

² Si le manteau lithosphérique a été produit par l'accrétion (refroidissement conductif) d'un manteau asthénosphérique qui n'a pas été affecté préalablement par des processus métasomatiques reliés à de la subduction, il pourra alors posséder les principales caractéristiques minéralogiques et chimiques de l'asthénosphère sans toutefois posséder les propriétés physiques de cette dernière (absence de mouvement convectif, température légèrement inférieure). On peut supposer que le réchauffement d'un tel manteau lithosphérique juvénile permettrait de former des magmas basaltiques ayant des compositions chimiques semblables à celles produites lors de la remontée adiabatique de l'asthénosphère sous une zone de rift.

Modèle de fusion partielle de la base du manteau lithosphérique archéen

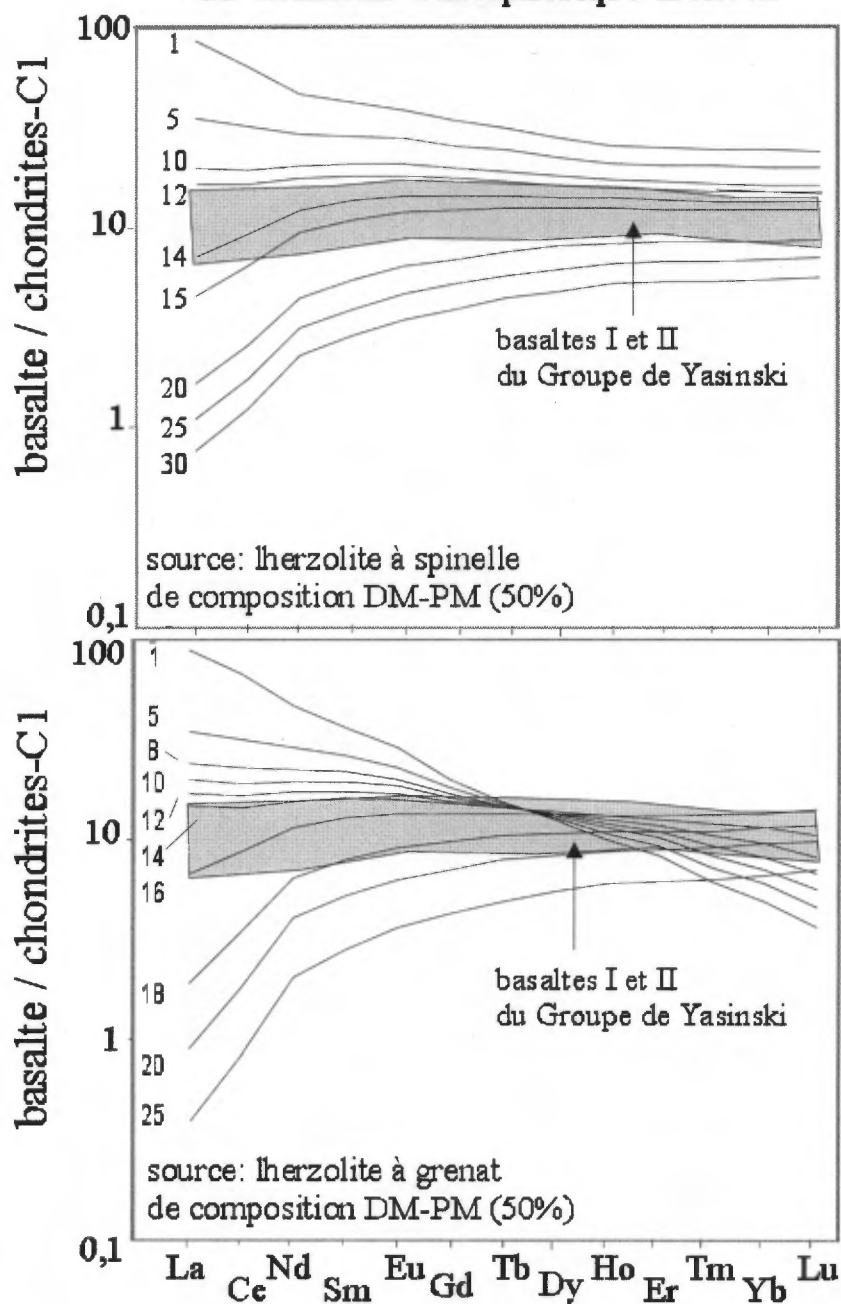


Figure 21. Fractionnement des terres rares dans les magmas produits par la fusion partielle à l'équilibre non-modale de péridotites asthénosphériques accrétées à la base de la lithosphère archéenne. Dans ce modèle, on suggère que la source de chaleur nécessaire pour amorcer le processus de fusion ayant conduit à l'effusion des basaltes du Groupe de Yasinski provient de la mise en place d'un panache mantellique de très haute température.

6.3. Origine des roches volcaniques intermédiaires et felsiques

6.3.1. Formation des magmas calco-alcalins

La simple différenciation, par cristallisation fractionnée, des magmas basaltiques tholéiitiques ne peut expliquer la plupart des caractéristiques géochimiques en éléments traces des roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Yasinski (voir sections 5.4.1. et 5.4.2.). De plus, l'absence de roches mafiques d'affinité calco-alcaline nous incite aussi à rejeter l'hypothèse de la différenciation par simple cristallisation fractionnée, même si les tholéiites du Groupe de Yasinski représentent la seule suite magmatique mafique ayant pu produire des quantités appréciables de magmas différenciés.

Pour pouvoir produire des magmas intermédiaires et felsiques calco-alcalins, à partir des tholéiites parentales du Groupe de Yasinski, il faut faire intervenir un mécanisme pétrogénétique capable d'augmenter de façon prononcée la pression d'eau (P_{H_2O}) et la fugacité d'oxygène ($f.O_2$) dans le réservoir magmatique (ex. Sisson et Grove, 1993). Des conditions hydratées et oxydantes favorisent la cristallisation des amphiboles et des oxydes ferro-titanés en inhibant l'enrichissement en Fe et en Ti des magmas tholéiitiques. Le fractionnement des minéraux hydratés et oxydés peut expliquer la formation de magmas calco-alcalins intermédiaires et felsiques et leurs caractéristiques en éléments majeurs, mais pas le fractionnement relatif des TR et des HFSE (ex. $[Nb/Th]_N$, $[La/Sm]_N$, $[Th/La]_N$) observé dans les roches calco-alcalines du Groupe de Yasinski.

Le découplage des éléments traces dans les roches volcaniques calco-alcalines du Groupe de Yasinski est visible sur la figure 22. Les roches volcaniques calco-alcalines ont des rapports La/Sm très élevés et des rapports Nb/Th très faibles. À l'opposé, les tholéiites des sous-groupes I et II sont caractérisées par des valeurs La/Sm inférieures ou équivalentes à celles du manteau primitif terrestre tandis que les basaltes tholéiitiques du sous-groupe III ont des signatures en éléments traces intermédiaires entre celles des tholéiites des sous-groupes I et II et celles des roches calco-alcalines. La présence, plus ou moins contemporaine, de trois types de roches volcaniques, dans le Groupe de Yasinski (tholéiites appauvries [I et II]), tholéiites enrichies [III] et roches volcaniques calco-alcalines) va être expliquée, à la section suivante, par des modèles d'assimilation et de cristallisation fractionnée (ACF) ou de fusion anatexique.

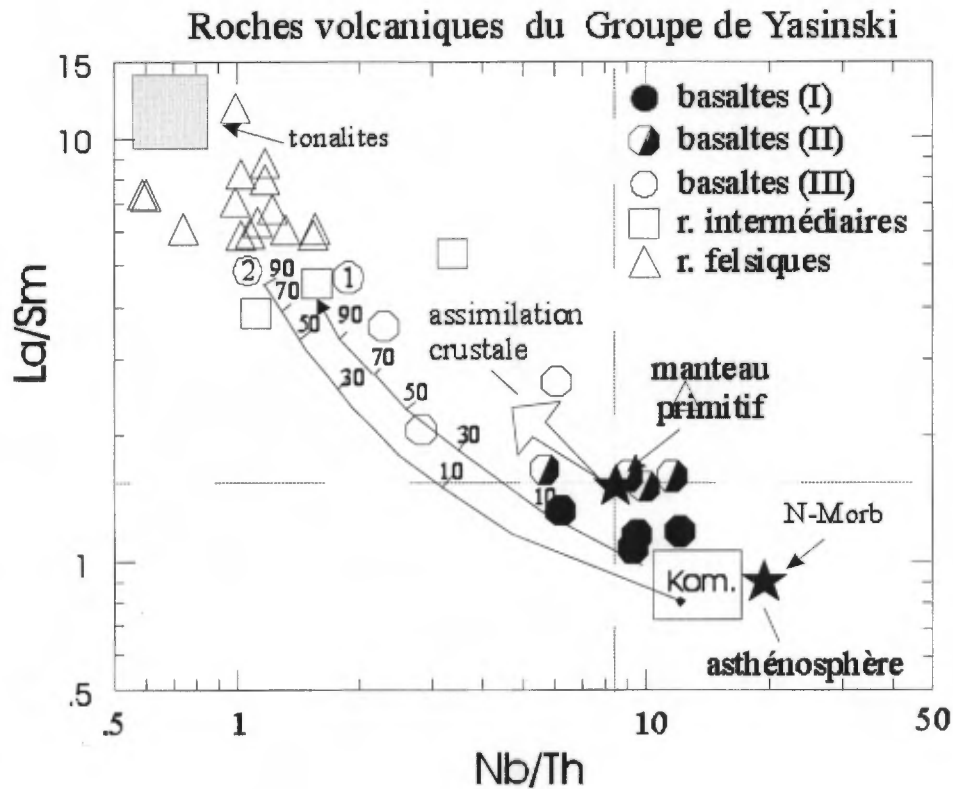


Figure 22. Diagramme La/Sm vs Nb/Th montrant le fractionnement des TR légères et le découplage des HFSE observés dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski. Les variations observées ne peuvent s'expliquer par des processus normaux de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle du manteau terrestre. Il faut plutôt faire intervenir différents réservoirs géochimiques. Notez que les basaltés des sous-groupes I et II se situent dans le cadran inférieur droit, correspondant au champ du manteau asthénosphérique. Les roches calco-alcalines se retrouvent le long d'une trajectoire qui se dirige vers le pôle des roches tonalitiques archéennes. Les basaltés du sous-groupe III ont une composition intermédiaire entre celle des basaltés des sous-groupes I et II et celle des roches calco-alcalines. Les courbes 1 et 2 correspondent à des modèles d'ACF impliquant des magmas parentaux basaltiques (1) et komatiitiques (2) ainsi qu'un contaminant tonalitique.

6.3.1.2. Modèles d'assimilation et de cristallisation fractionnée (ACF) et de fusion anatexique

Les processus magmatiques de type ACF permettent d'enrichir considérablement les magmas en SiO_2 et en plusieurs éléments incompatibles (ex. Th et TR légères; Nielsen, 1991; Perring et al., 1996). Ce processus permet de produire par différenciation, si la fugacité de l'oxygène est adéquate (ex. > 4 QFM), des magmas calco-alcalins à partir de magmas tholéiitiques mafiques.

Dans le modèle d'ACF présenté aux figures 22 et 23, la composition des tholéiites (I) du Groupe de Yasinski a été utilisée comme magma initial tandis que les roches tonalitiques du Complexe de Langelier sont utilisées comme contaminant crustal. Le modèle est basé sur les algorithmes de Nielsen (1991) (version 1999 du programme Mixfrac) et simule l'assimilation progressive d'un contaminant crustal au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée des magmas basaltiques vers des termes felsiques. La figure 23 confirme qu'il est possible de reproduire plusieurs des caractéristiques géochimiques en éléments traces des roches calco-alcalines du Groupe de Yasinski. Le modèle explique adéquatement l'enrichissement en TR légères et la formation des anomalies négatives en Nb et Ta, observées dans les roches felsiques, lorsque le degré de différenciation et d'assimilation des roches tonalitiques s'accroît.

Assimilation des gneisses tonalitiques et différenciation par cristallisation fractionnée des basaltes du Groupe de Yasinski

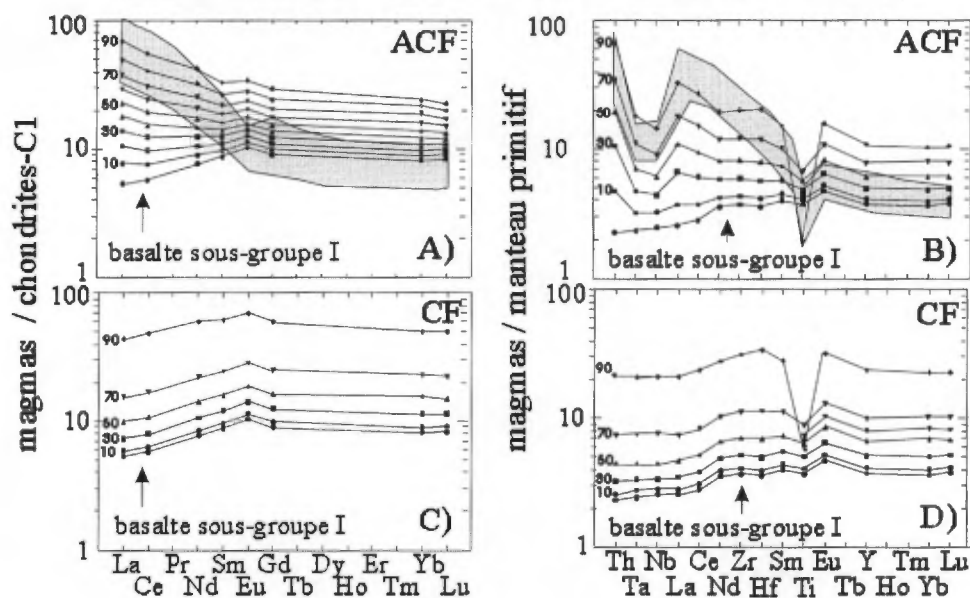


Figure 23. Diagrammes représentant l'effet de la cristallisation fractionnée (CF) pure et de l'assimilation des tonalites (ACF) lors de la différenciation des basaltes primitifs du Groupe de Yasinski. Notez que les TR et les HFSE ne sont pas découplés lors d'une simple CF d'un magma basaltique. À l'opposé, la contamination progressive des basaltes par des tonalites fractionne fortement les HFSE par rapport aux TR, ce qui se traduit par la formation d'anomalies négatives en HFSE sur les diagrammes multi-éléments normalisés aux valeurs du manteau primitif terrestre. Les courbes sont calculées à l'aide du programme MixFrac de Nielsen (1999) (version mix3.for). Le champ ombragé regroupe l'ensemble des données sur les roches calco-alcalines du Groupe de Yasinski.

Ainsi, le modèle d'ACF permet d'expliquer le passage du magmatisme tholéiitique au magmatisme calco-alcalin. Cependant, pour empêcher l'enrichissement en Fe lors de la différenciation, il faut faire intervenir des fO_2 élevées (> 2 QFM), causant la saturation rapide des magmas en oxydes de Fe-Ti. Les résultats des modèles ACF calculés pour des fO_2 variant de 0 à +4 QFM sont présentés à la figure 24. Pour une fO_2 de +4 QFM (QFM : tampon quartz-fayalite-magnetite), l'évolution des magmas suit une trajectoire traversant les champs des roches intermédiaires et felsiques calco-alcalines du Groupe de Yasinski. Pour une fO_2 plus faible (+2

QFM), l'assimilation d'un contaminant tonalitique ne suffit pas à inhiber l'enrichissement en Fe et les magmas calco-alcalins ne peuvent être produits par ce processus.

Assimilation de gneiss tonalitiques lors de la différenciation de basaltes tholéitiques

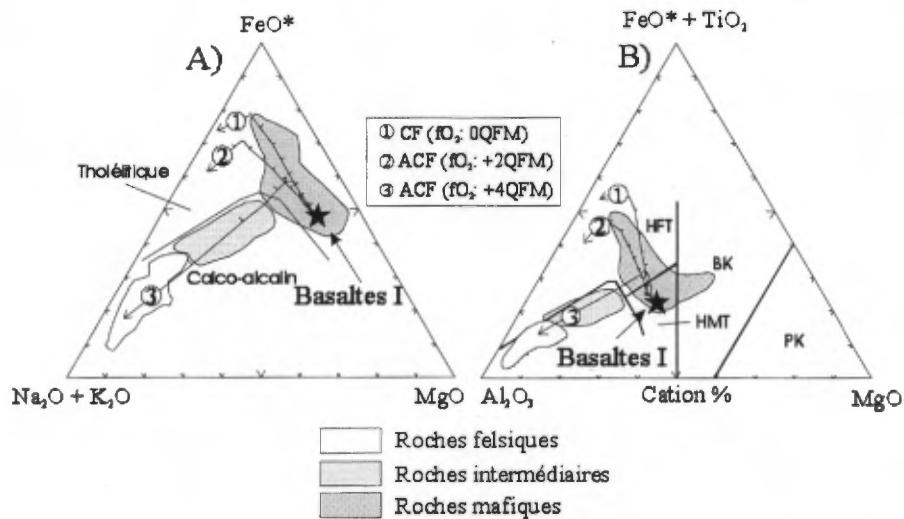


Figure 24. Diagrammes ternaires de Irvine et Baragar (1971) (A) et de Jensen (1976) (B) illustrant la trajectoire de différenciation des basaltes tholéitiques du Groupe de Yasinski lors de la cristallisation fractionnée (1) et lors d'une contamination crustale à fO_2 variables d'une source tonalitique (2 : $fO_2 = + 2$ QFM ; 3 : $fO_2 = + 4$ QFM). Notez que pour des conditions oxydantes lors de l'assimilation des tonalites (+ 4 QFM), la différenciation des basaltes donne lieu à la formation d'une suite calco-alcaline semblable à celle des roches intermédiaires et felsiques du Groupe de Yasinski. Les courbes sont calculées à l'aide du programme MixFrac de Nielsen (1999) (version mix3.for).

Le modèle d'ACF explique la plupart des caractéristiques géochimiques des roches calco-alcalines du Yasinski, mais les très faibles abondances en terres rares lourdes et en Y de ces roches ne peuvent être expliquées seulement si le processus a été initié sous une pression lithostatique assez élevée. On peut supposer, par exemple, que la contamination par du matériel tonalitique a débuté à la base de croûte. Il est aussi possible que les magmas felsiques puissent provenir de la fusion partielle (anatexique) d'une croûte metabasaltique qui aurait été initiée par la montée des magmas basaltiques. De tels magmas anatexiques peuvent directement atteindre la surface ou se mélanger aux magmas basaltiques injectés à la base de la croûte pour former des magmas intermédiaires ou felsiques hybrides.

L'influence d'une fusion anatexique peut être évaluée en calculant la composition des liquides magmatiques qui seraient produits par la fusion partielle d'amphibolites à grenat (source mafique crustale). Des taux réalistes de fusion partielle à l'équilibre permettent de reconstituer plusieurs des caractéristiques géochimiques des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski. Cependant, on ne peut pas déterminer de façon définitive la validité d'un tel modèle sans données isotopiques. Des analyses en cours, portant sur la détermination des isotopes de Sm et de Nd des roches volcaniques du Groupe de Yasinski, devraient permettre de préciser 1) l'origine et l'âge relatif des roches sources impliquées dans la pétrogénèse des magmas felsiques du Yasinski et 2) lequel des modèles, d'ACF ou de fusion anatexique, explique le mieux la genèse des roches calco-alcalines.

Partie II : POTENTIEL MINÉRAL EN GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES (SMV) DU GROUPE DE YASINSKI.

7. GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES (SMV): POTENTIEL MINÉRAL DES ROCHES VOLCANIQUES FELSQUES DU GROUPE DE YASINSKI

7.1. Généralités

L'association entre le volcanisme rhyolitique sous-marin et les gîtes archéens de sulfures d'origine volcanogène n'est pas fortuite et a été reconnue depuis longtemps au Canada. Les roches rhyolitiques ne constituent pas toujours les roches hôtes des minéralisations de type SMV, mais elles affleurent généralement au voisinage de ces gisements car, étant visqueuses et ne s'épanchant pas très loin de leur site d'éruption, elles sont localisées près des centres d'activité volcanique. Par ailleurs, les gîtes de sulfures d'origine volcanogène se forment principalement à proximité de ces centres d'activité volcanique. Les gîtes de type SMV sont générés par de l'activité hydrothermale intense associée à la formation des réservoirs magmatiques peu profonds car, généralement, les réservoirs peu profonds exhibent une activité hydrothermale relativement plus faible.

L'influence des réservoirs magmatiques peu profonds sur la formation des gîtes de sulfures volcanogènes est illustrée à la figure 26. Le modèle est basé sur des observations stratigraphiques provenant du camp minier de Cléricy (LaFlèche, 1991 ; *et al.*, 1992) ainsi que de données de la littérature sur la conductivité thermique des roches volcaniques. Les calculs de transfert de chaleur simulent les perturbations thermiques associées à la mise en place d'une intrusion tonalitique dans une croûte volcanique archéenne. Les calculs indiquent que le transfert de chaleur du réservoir magmatique, vers la croûte environnante, demeure très faible s'il s'agit d'un réservoir magmatique profond (≈ 20 km), et ce, peu importe l'intervalle de temps considéré (c.à.d. 1000, 10 000 ou 100 000 ans). Le transfert de chaleur est beaucoup plus prononcé lorsqu'il s'agit d'un réservoir magmatique situé à moins de 5 km de profondeur dans la croûte océanique. Dans ce cas, la température des roches volcaniques affectées par un système hydrothermal peut atteindre et dépasser les 300°C. La circulation par convection de l'eau de mer favorise un transfert rapide de la chaleur et une percolation efficace des fluides hydrothermaux, tout en assurant le lessivage des métaux usuels (Cu et Zn) qui seront éventuellement acheminés vers des événements hydrothermaux.

L'identification des intrusions synvolcaniques mises en place à faible profondeur est primordial, mais, il peut s'avérer très difficile d'évaluer sur le terrain ou par des critères pétrographiques, les conditions de pression et de température de la différenciation magmatique. Cette évaluation est d'autant plus compliquée lorsque les assemblages minéralogiques primaires de l'intrusion ont subi des déformations structurales et une recristallisation métamorphique. Dans de tels cas, l'utilisation des caractéristiques géochimiques des roches volcaniques peut s'avérer un outil intéressant pour évaluer les conditions de pression lithostatique qui prévalaient lors de la différenciation magmatique.



Figure 26. Calcul numérique et présentation graphique des perturbations thermiques associées à la mise en place d'une tonalite synvolcanique à faible profondeur dans la croûte archéenne. Ce modèle, calculé à partir de données réalistes pour une ceinture verte archéenne, montre qu'il est possible de réchauffer la partie supérieure de la croûte et de former des cellules hydrothermales de haute température pouvant générer des gîtes de SMV.

7.2. Bases théoriques

Les réservoirs magmatiques peu profonds fournissent la chaleur nécessaire à la formation des cellules de convection hydrothermale et au développement des gîtes de sulfures volcanogènes. Dans la plupart des cas, ces réservoirs produisent aussi des magmas felsiques caractérisés par une signature géochimique particulière (figure 27). La différenciation des magmas intermédiaires à felsiques, à faible pression (< 3 kbar), faible activité de H₂O et faible fugacité d'oxygène, favorise la cristallisation fractionnée abondante des plagioclases, des pyroxènes et des oxydes ferro-titanés. La cristallisation fractionnée du plagioclase provoque une diminution des teneurs en Al₂O₃ dans les magmas résiduels felsiques, de telle sorte que les dacites et les rhyolites extraites des réservoirs magmatiques peu profonds sont relativement pauvres en aluminium. Par conséquent, les termes felsiques des séries magmatiques dont la différenciation s'est produite à faible profondeur, seront généralement plus pauvres en Al₂O₃ que les termes mafiques (ex. rhyolites de Noranda et de Matagami).

Au contraire, les magmas felsiques extraits de réservoirs magmatiques profonds sont beaucoup plus alumineux car, la cristallisation fractionnée du plagioclase est faible à absente dû à l'instabilité de ce minéral sous des conditions de pression élevée.

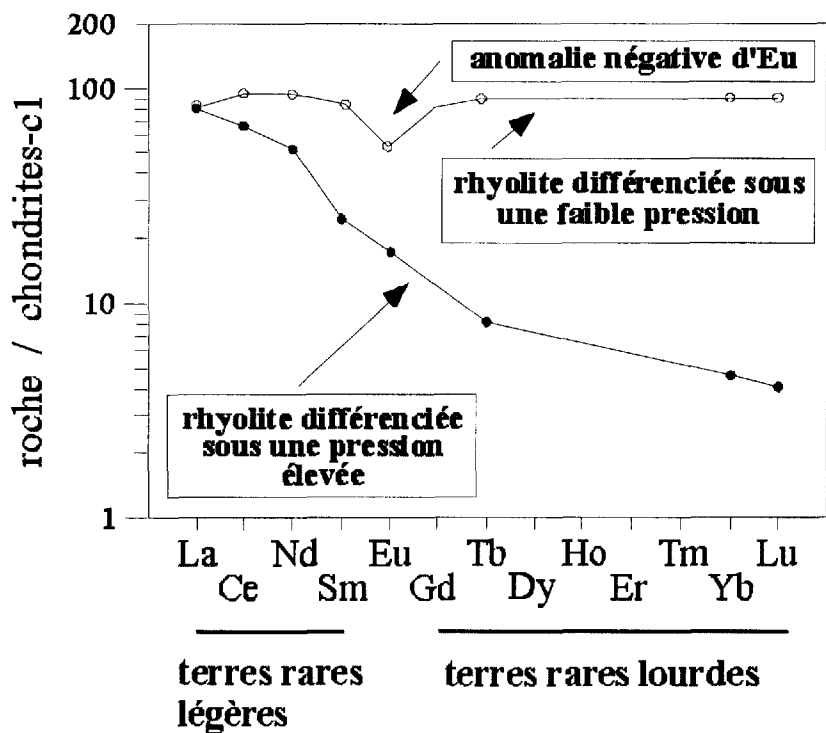


Figure 27. Spectres des terres rares indiquant les compositions moyennes des rhyolites archéennes. Les rhyolites différenciées à basse pression sont communément associées aux gîtes SMV. Figure modifiée de LaFlèche et Ludden (1991).

7.2.1. Terres rares.

Le plagioclase est pauvre en terres rares, sauf en Eu, car Eu^{+2} peut facilement se substituer au Ca^{+2} (et Sr^{+2}) dans la structure cristalline du minéral. La cristallisation fractionnée du plagioclase, dans les réservoirs magmatiques peu profonds, ne fractionne pas significativement les terres rares des rhyolites différenciées à faible pression. Par conséquent, les spectres des terres rares de ces rhyolites sont généralement plats (figure 27), même s'ils peuvent refléter de fortes anomalies négatives en Eu.

La cristallisation, à plus grande profondeur du grenat ou de l'amphibole, provoque un fractionnement des terres rares car que ces minéraux sont riches en terres rares lourdes et leur cristallisation appauvrit le magma rhyolitique résiduel. De la même façon, la présence d'amphibolites à grenat, lors de la fusion partielle anatexique de la base de la croûte archéenne, produit des magmas felsiques caractérisés par un appauvrissement systématique en TR lourdes. Conséquemment, lors d'une fusion ou d'une cristallisation fractionnée, une pression lithostatique

élevée favorise la formation de magmas felsiques plus alumineux et beaucoup plus fractionnés en TR lourdes. De ce fait, ceci explique la pente assez prononcée des spectres des terres rares (figure 27) des roches felsiques extraites des réservoirs profonds.

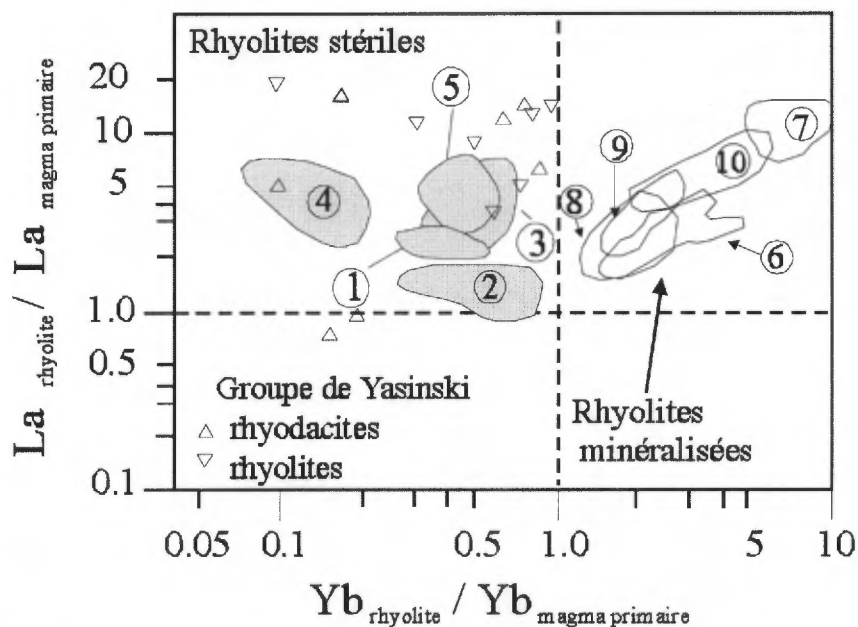
7.3. Potentiel minéral en SMV des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski

Les caractéristiques géochimiques, associées aux processus de différenciation sous de faible ou forte pressions, peuvent être mises en évidence après avoir distingué les effets de source¹. Pour ce faire, les caractéristiques géochimiques des roches felsiques sont comparées avec celles des roches mafiques, d'une même suite volcanique, pour évaluer les caractéristiques compositionnelles des magmas parentaux.

Ainsi, les abondances en éléments incompatibles des magmas felsiques du Groupe de Yasinski ont été normalisées par rapport à celles des basaltes. Le lanthane (La) représente les terres rares légères tandis que l'ytterbium (Yb) représente les terres rares lourdes (figure 28). Ce type de diagramme permet de « monitorer » le degré de fractionnement des terres rares lors de la différenciation magmatique et d'évaluer le potentiel minéral en gîte SMV des unités de roches volcaniques felsiques. Généralement, les roches volcaniques felsiques hôtes aux minéralisations SMV de la ceinture de l'Abitibi, se situent dans le champ supérieur droit (figure 28), alors que les roches volcaniques felsiques stériles, comme celles du Groupe de Yasinski, se répertorient dans le champ supérieur gauche (figure 28).

Comparativement aux roches volcaniques felsiques généralement associées aux gîtes de type SMV, les roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski sont plus pauvres en SiO_2 et Zr et plus riches en Al_2O_3 . De plus, elles sont caractérisées par des rapports $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, Sc/Yb , Eu/Eu^* et Tb/Yb qui contrastent fortement avec ceux des roches volcaniques felsiques fertiles. Probablement que les conditions thermiques, optimales à la formation de gîtes économiques de type SMV, n'ont jamais été présentes lors du volcanisme felsique du Groupe de Yasinski. Ainsi, plusieurs éléments semblent, de ce fait, confirmer le faible potentiel minéral pour les minéralisations de type SMV dans les roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski: (1) la pétrogénèse des roches volcaniques a impliqué des processus de fusion partielle à la base de la croûte, (2) les roches volcaniques felsiques ont été extraites de réservoirs magmatiques profonds, (3) à l'exception du secteur est, où des roches volcaniques altérées ont été observées, les roches volcaniques de la région ont subi relativement peu d'altérations par des processus hydrothermaux et (4) les indices sulfurés, riches en métaux usuels, sont rares dans la région (c.à.d. nombre d'indices par km^2) et ce malgré l'existence de quelques indices cuprifères dans la partie nord et est de la carte (ex. indice Sommet IV).

¹ La pétrogénèse des magmas felsiques peut être très complexe. Des sources mantelliques asthénosphériques, lithosphériques ou crustales peuvent être impliquées lors de la différenciation des magmas précurseurs. En fonction de la nature des réservoirs géochimiques impliqués, les rhyolites peuvent montrer des degrés variables de fractionnement des éléments traces incompatibles. Ces fractionnements, reliés aux caractéristiques géochimiques des régions sources, sont souvent plus importants que ceux reliés à la cristallisation fractionnée tardive des magmas dans les réservoirs subvolcaniques.



- | | |
|-------------------------------------|-----------------------------------|
| ① Lac Despair, ceinture de Wabigoon | ⑥ Groupe de Blake River, Abitibi |
| ② Cycle II, Uchi-Confederation | ⑦ Cycle III, Uchi-Confederation |
| ③ Groupe de Bulawayan, Rhodésie | ⑧ Spring Well, Yilgarn, Australie |
| ④ Supergroupe de Yellowknife | ⑨ Boliden - Langdal, Suède |
| ⑤ Ceinture de Michipicoten | ⑩ Nsuze, Pongola, Afrique du Sud |

Figure 28. Diagramme de discrimination des roches volcaniques felsiques différenciées à haute et à basse pressions permettant d'évaluer leur potentiel minéral en gîtes SMV. Figure modifiée de LaFlèche et Ludden (1991).

8. SIGNATURES EN TERRES RARES DES MINÉRALISATIONS SULFURÉES ET DES FORMATIONS DE FER DU GROUPE DE YASINSKI

8.1. Généralités

À l'exemple des inclusions fluides, les terres rares présentes dans les phases sulfurées et les oxydes de fer peuvent être utilisées pour retracer les processus hydrothermaux volcanogènes. La spéciation et l'abondance des terres rares dans les fluides hydrothermaux varient principalement en fonction de la température initiale de ces derniers, de la composition des phases anioniques dissoutes dans le fluide (Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , OH^- , CO_3^{2-} , PO_4^{3-}), des propriétés physico-chimiques du fluide (pH, Eh, figure 29), de la nature des roches altérées et du rapport fluide/roche.

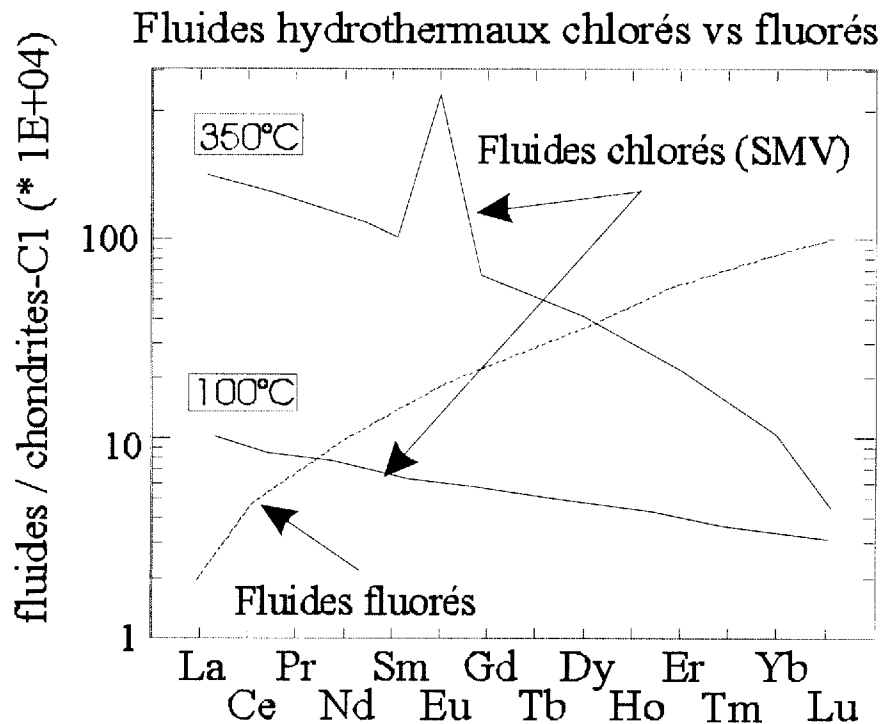


Figure 29. Spectres des terres rares des fluides hydrothermaux chlorés et fluorés de haute et de basse température. Notez la présence d'une forte anomalie positive en europium dans les fluides chlorés de haute température. Ces derniers sont responsables de la formation des gîtes de type SMV précambriens et phanérozoïques.

Les spectres des terres rares des fluides hydrothermaux de haute température sont généralement caractérisés par un enrichissement marqué en terres rares légères et par la présence d'anomalies positives en europium (Eu) (figure 30), par ailleurs absentes sur les spectres des fluides de basse température (ex. Barrett *et al.*, 1990; Campbell *et al.*, 1988; Michard, 1989, et figure 30). Le fractionnement de l'Eu ($\text{Eu}^{3+} \rightarrow \text{Eu}^{2+}$) dans les fluides hydrothermaux nécessite des températures supérieures à $\approx 300^\circ\text{C}$, un faible pH (milieu acide), des conditions réductrices et de fortes teneurs en Cl (ex. Bau et Möller, 1993). Or, ces conditions sont aussi celles des systèmes hydrothermaux volcanogènes matures, capables de générer des dépôts de métaux usuels économiques. C'est suite au mélange avec des eaux plus froides et plus basiques que Eu^{2+} et les terres rares légères, présents dans les solutions hydrothermales chaudes, coprécipitent avec les sulfures et la silice dans les environnements proximaux ou avec des oxydes de fer et de manganèse dans les environnements plus distaux (figure 31b).

De ce fait, puisque tous ces composés sont transportés par des fluides hydrothermaux de haute température, enrichis en Eu^{2+} , les précipités chimiques issus de ces derniers héritent de la

signature géochimique caractéristique de la solution dont ils sont dérivés (ex. German *et al.*, 1990). Par conséquent, les spectres des terres rares de la plupart des précipités chimiques et des sulfures échantillonnés, au voisinage des gîtes polymétalliques volcanogènes, montrent des anomalies positives en Eu, parce qu'ils sont dérivés de solutions hydrothermales de haute température (LaFlèche *et al.*, 1999).

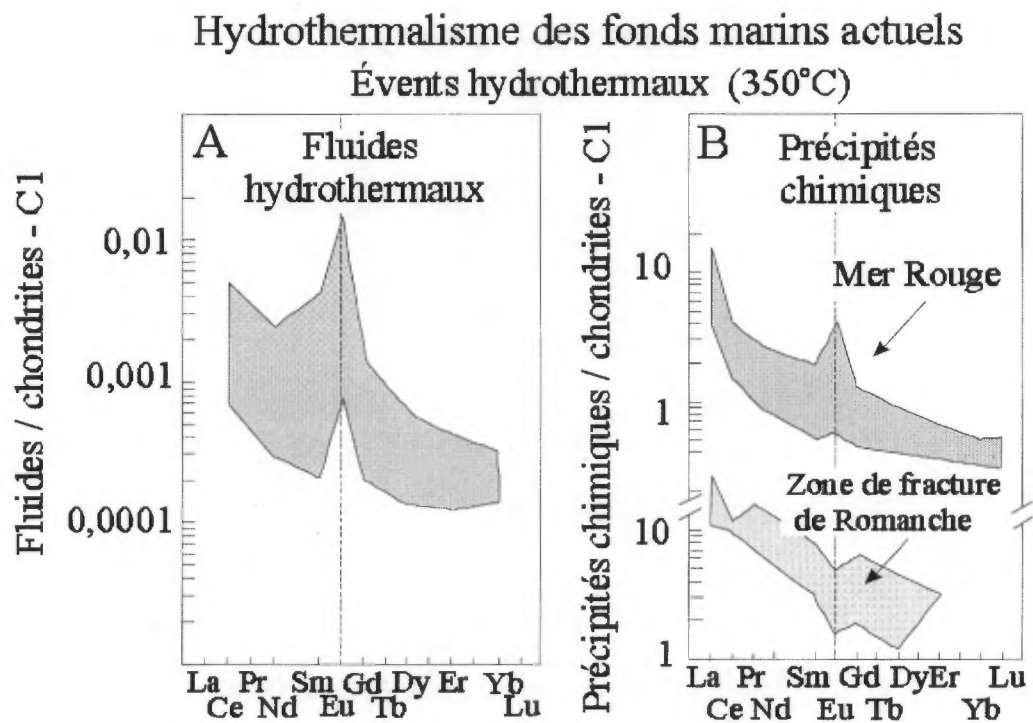


Figure 30. Spectres des terres rares normalisés aux valeurs des chondrites. A) Fluides hydrothermaux de haute température. B) Précipités chimiques (sédiments métallifères) échantillonnés à proximité d'événements hydrothermaux minéralisés en sulfures (tirée de Lottermoser, 1992). Notez la présence des anomalies positives en europium (Eu) dans les précipités de sulfures de la mer Rouge (haute T°) et la présence de pics négatifs en Eu dans les précipités chimiques de basses températures de la zone de fracture de Romanche.

Fractionnement des terres rares dans un système hydrothermal volcanogène

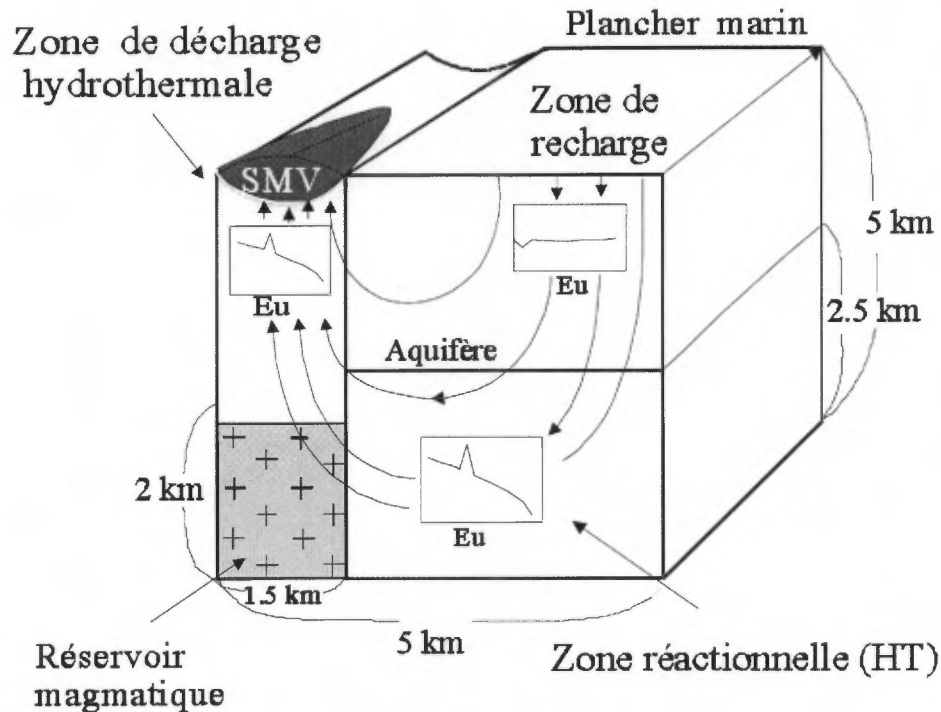


Figure 31. Représentation schématique du cycle des terres rares dans un système hydrothermal volcanogène. Figure modifiée de LaFlèche *et al.* (1999).

Lors de campagne d'exploration, à la recherche de gîtes volcanogènes polymétalliques, l'intersection d'horizons marqueurs tels que cherts, argilites pyritisées, tufs, exhalites et minéralisations sulfurées est fréquente. Malheureusement, ces horizons ne sont pas tous associés, en tant que faciès plus ou moins distaux, aux gîtes recherchés, de telle sorte que l'acharnement mis à les forer s'avère souvent inutile. Il est donc intéressant de pouvoir distinguer les sédiments et les précipités chimiques des environnements favorables de ceux provenant d'environnements stériles.

Cette distinction peut, en partie, être réalisée grâce à la détermination des teneurs en terres rares des échantillons de sulfures, de sédiments et de précipités chimiques, car les échantillons provenant d'environnements favorables, affectés par des processus d'altération hydrothermale de haute température, indiquent un enrichissement en Eu^{2+} , facilement observé par la présence d'une anomalie positive en Eu sur les spectres des terres rares. La reconnaissance de telles anomalies peut s'avérer un intéressant outil d'exploration. D'ailleurs, des résultats antérieurs ont démontré que les spectres des terres rares de minéralisations volcanogènes polymétalliques archéennes économiques sont, comme les fluides hydrothermaux de haute température des environnements

récents, caractérisés par des anomalies positives en Eu (ex. gîtes de Kidd Creek, Moberun, Ansil, New Hosco, Selbaie; LaFlèche *et al.*, 1999).

De plus, étant donné que les minéralisations sulfurées et que les précipités chimiques sont caractérisés par de très faibles concentrations en terres rares (< 10 x chondrite), l'identification d'anomalies en Eu n'est pas aisée et difficilement réalisable par les méthodes traditionnelles d'analyse (activation neutronique, ICP-AES). Aussi, la signature géochimique des précipités chimiques et des sulfures peut facilement être diluée par un contenu plus élevé en terres rares de la roche hôte et par la présence possible d'anomalies primitives et négatives en Eu, pouvant dissimuler les effets de l'altération hydrothermale superposée (les anomalies primitives en Eu sont souvent dues à des processus ignés primaires tel que la cristallisation fractionnée).

Ces facteurs problématiques sont généralement rencontrés dans des minéralisations sulfurées disséminées et des roches tufacées ou sédimentaires riches en fer, résultant d'un mélange de composés siliciclastiques et de précipités chimiques. Dans de tels cas, la composante siliciclastique doit être soustraite de la roche totale pour que la signature du précipité chimique puisse être identifiée. Il est possible d'employer des méthodes chimiques (dissolution sélective des minéraux silicatés), physiques (à l'aide de liqueurs denses ou à la main) ou mathématiques. Dans la présente étude, les concentrés de sulfures et d'oxydes de fer, provenant d'amas minéralisés échantillonnés dans le Groupe de Yasinski, ont été extraits à l'aide de liqueurs denses et ensuite analysés par ICP-MS.

8.2. Contraintes apportées par les terres rares sur l'origine des minéralisations sulfurées et des formations de fer

Nous cherchons ici à déterminer si les minéralisations sulfurées, échantillonnées dans les roches volcaniques et les formations de fer du Groupe de Yasinski et dans les roches sédimentaires de la Formation d'Apple, sont dérivées de solutions hydrothermales volcanogènes de haute température, et si elles sont situées dans un environnement potentiellement favorable à la découverte de gîtes économiques de type SMV.

8.2.1. Formations de fer

8.2.1.1. Formations de fer syngénétiques

Selon la classification de Kimberley (1989), les roches sédimentaires riches en fer du Groupe de Yasinski peuvent être considérées comme des formations de fer. Les teneurs en $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^t$ de ces roches varient de 95 à 98 % (poids) et celles en Fe_2O_3^t de 11 à 55 % (poids). Contrairement aux arénites quartzitiques de la Formation d'Apple et aux wackes du Groupe de Yasinski, les échantillons des formations de fer se situent tous dans le champ des précipités hydrothermaux sur le diagramme Al_2O_3 vs SiO_2 (figure 32). Les formations de fer du Groupe de Yasinski possèdent des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3^t / \text{TiO}_2$ élevés et des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MnO})$ plutôt faibles (figure 33). Ces formations de fer se retrouvent à proximité ou dans le champ des

précipités hydrothermaux marins (figure 33) et sont caractérisées par de faibles proportions de matériel siliciclastique. D'ailleurs, les faibles abondances en Al_2O_3 ($0,87 \pm 0,54 \%$) des formations de fer suggèrent aussi une faible contribution siliciclastique, généralement inférieure à 5 %. Ainsi, un environnement pélagique a probablement dominé lors de la sédimentation des précipités chimiques du Groupe de Yasinski, et une origine authigène, autant pour la silice que pour le fer est supposée.

Les formations de fer, du Groupe de Yasinski, sont systématiquement appauvries en terres rares (figure 34) comparativement à la plupart des roches sédimentaires détritiques archéennes (ex. Camiré *et al.*, 1993; LaFlèche et Camiré, 1996). Ces faibles teneurs en terres rares témoignent à leur tour du faible contenu de matériel siliciclastique dans les formations de fer. Les anomalies positives en Eu et l'enrichissement en TR légères des formations de fer (figure 34) suggèrent que celles-ci sont génétiquement reliées à des systèmes hydrothermaux sous-marins volcanogènes de haute température. Les spectres des terres rares de ces sédiments chimiques sont semblables à ceux observés dans les sulfures de nombreux gîtes SMV de l'Abitibi (ex. camps miniers de Noranda et Matagami; LaFlèche *et al.*, 1999). Cependant, on ne peut déterminer si la source des fluides hydrothermaux était proximale ou distale car l'eau de mer archéenne était essentiellement réductrice¹.

Des concentrés de magnétite et de sulfures provenant des échantillons de formations de fer ont aussi été analysés. La magnétite montre un enrichissement systématique en TR légères ainsi qu'une anomalie positive en europium ($Eu_N/Eu_N^* > 1$). Les spectres des sulfures contenus dans les formations de fer sont plus variables que ceux des concentrés de magnétite.

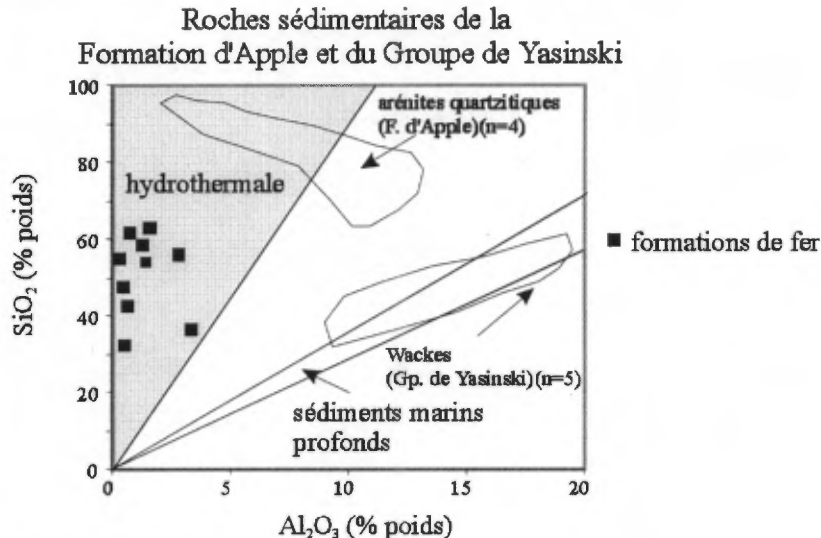


Figure 32. Composition en SiO_2 et Al_2O_3 des formations de fer du Groupe de Yasinski. Le champ des précipités hydrothermaux correspond à celui des précipités chimiques des événements hydrothermaux (black smokers) des rides océaniques actuelles. Origine du diagramme: Crerar *et al.* (1982).

¹ Les conditions réductrices de l'eau de mer archéenne favorisent une spéciation du fer dominée par l'ion Fe^{2+} qui est soluble dans l'eau. Contrairement aux eaux marines oxydantes actuelles, les propriétés physico-chimiques de l'eau de mer archéenne favorise une très grande dispersion latérale du fer (ex. de 10 à 100 km) par rapport aux événements hydrothermaux sous-marins.

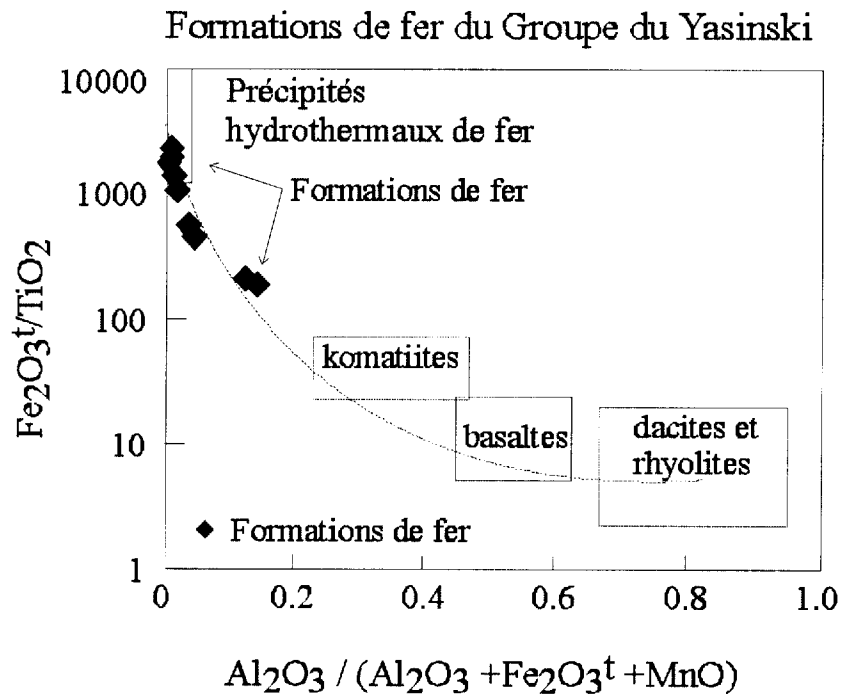


Figure 33. Composition en éléments majeurs des formations de fer du Groupe de Yasinski. Le champ des précipités hydrothermaux correspond à celui des précipités chimiques des événements hydrothermaux (*black smokers*) des rides océaniques actuelles. Les champs des roches basaltiques et des dacites-rhyolites regroupent les échantillons du Groupe de Yasinski et celui des komatiites, des données sur les komatiites de l'Abitibi (LaFlèche, 1991). Origine du diagramme: Meylan *et al.* (1981).

Les formations de fer syngénétiques du Groupe de Yasinski sont dépourvues de faciès riches en Mn. Elles sont de plus caractérisées par de très faibles abondances en Cu (tr. à 105 ppm), en Zn (9 à 77 ppm), en As (tr. à 98 ppm), en Pb (0,4 à 2,9 ppm) et en Ba (moyenne: 35 ppm). Ces faibles abondances suggèrent que ces formations de fer ont probablement précipitées dans un milieu distal aux événements hydrothermaux sous-marins.

8.2.1.2. Métamorphisme et mobilité secondaire des terres rares dans les formations de fer syngénétiques du Groupe de Yasinski

L'examen pétrographique, des échantillons des formations de fer, révèle que certaines roches ont été fortement affectées par le métamorphisme régional. Des échantillons riches en amphiboles montrent des textures réactionnelles suggérant des réactions chimiques impliquant la magnétite, le quartz, les amphiboles et certains minéraux accessoires. Compte tenu du faciès amphibolitique atteint par le métamorphisme régional, il est possible que ces réactions aient redistribué les éléments traces et plus spécifiquement, les terres rares, entre les différents minéraux métamorphiques. Ce type de processus pourrait expliquer la signature particulière en terres rares des concentrés de magnétite des échantillons JM98030-c3 et 98FF11086-b1 (figure 35). Pour produire l'appauvrissement considérable en TR légères observé dans ces échantillons,

sans toutefois diminuer les abondances en TR de la roche totale (système isochimique), il faut faire intervenir la cristallisation d'un ou de minéraux particulièrement riches en TR légères, comme l'allanite ou la monazite.

8.2.2. *Minéralisations riches en fer dans les roches basaltiques déformées*

Quelques échantillons de roches riches en magnétite et en amphibole ont aussi été analysés. Ces roches déformées proviennent du Groupe de Yasinski (secteur du lac Shpogan) et sont injectées de nombreuses veinules de quartz, probablement contemporaines à la précipitation de la magnétite secondaire. Contrairement aux formations de fer syngénétiques, ces roches sont systématiquement appauvries en TR légères et ressemblent plutôt aux basaltes tholéiitiques appauvris du Groupe de Yasinski (ex. JM98020-a3). Ces spectres de TR sont atypiques et ne correspondent pas à ceux normalement observés dans les échantillons provenant des formations de fer syngénétiques archéennes ou protérozoïques. Compte tenu de l'abondance des amphiboles, des rapports Zr/Y peu fractionnés et de la signature appauvrie en TR légères de ces roches, il est probable que celles-ci ne soient que des basaltes extrêmement altérés.

Géochimie des sulfures et oxydes de fer

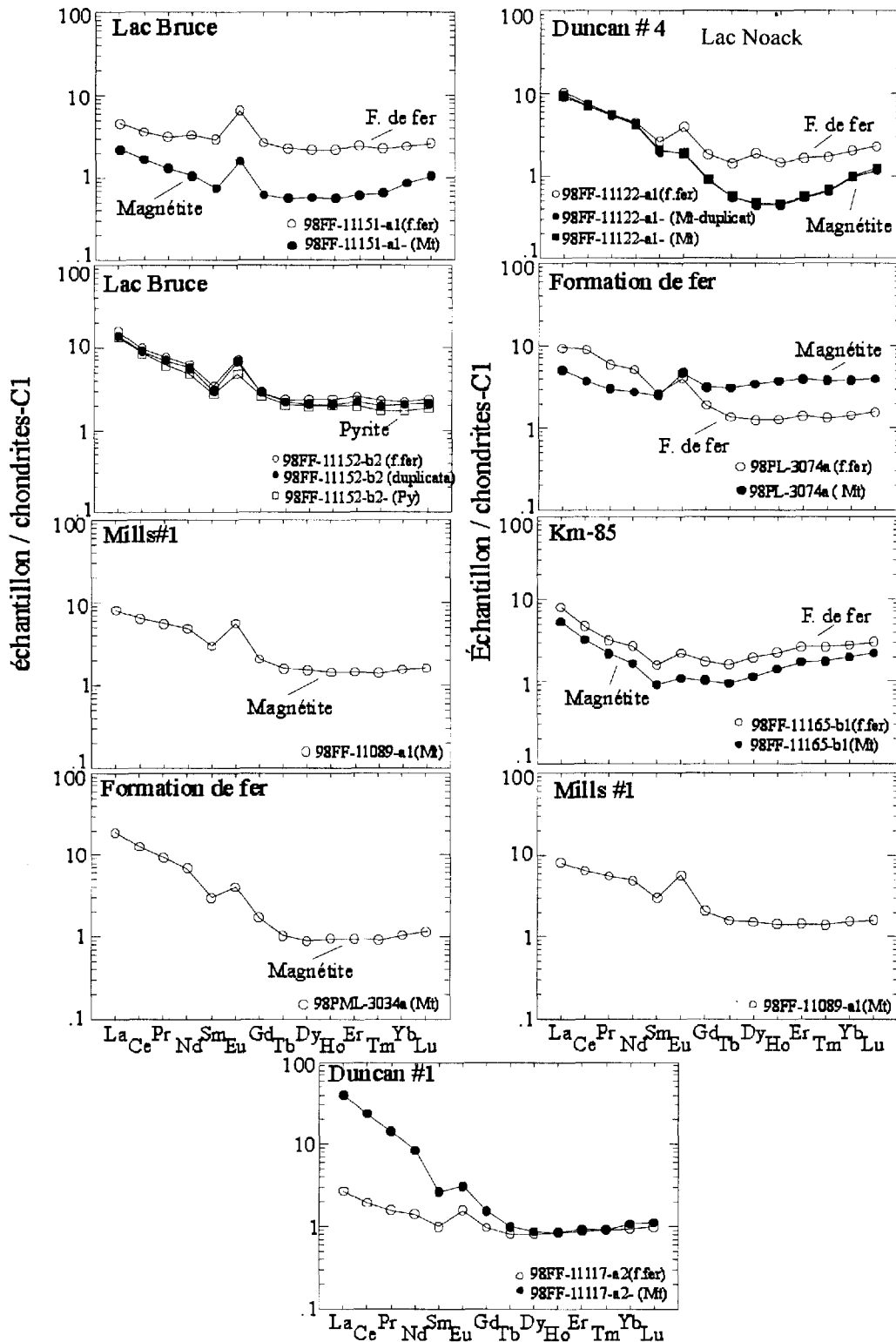


Figure 34. Spectres des terres rares, normalisées aux valeurs des chondrites, des concentrés de magnétite et de sulfures provenant des formations de fer du Groupe de Yasinski. Notez l'enrichissement systématique en TR légères et les anomalies positives en europium qui sont présentes dans toutes les formations de fer. La description détaillée des indices Mills #1 et Duncan #4 se retrouvent dans Fallara *et al.* (1999).

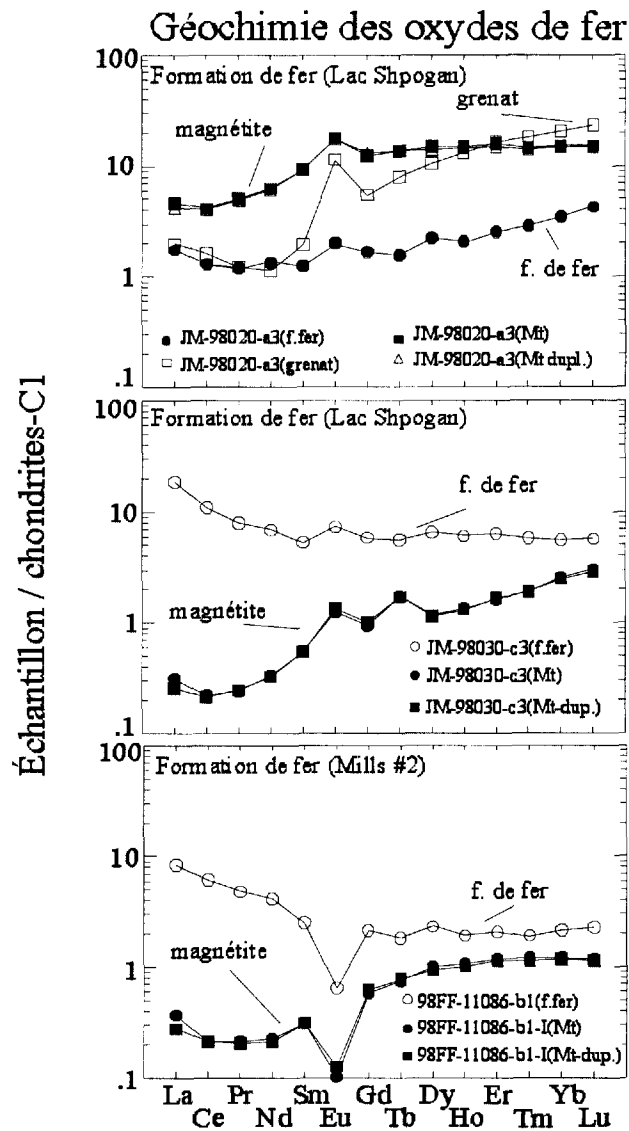


Figure 35. Spectres des terres rares, normalisés aux valeurs des chondrites, des échantillons de roches très riches en fer et fortement altérées ou perturbées par les processus de recristallisation métamorphique. Notez aussi les spectres des TR des concentrés de magnétite et l'absence d'enrichissement systématique en TR légères et la forte atténuation des anomalies positives de l'euprium.

8.2.3. Indices minéralisés en sulfures dans les roches sédimentaires de la Formation d'Apple et dans les roches volcaniques du Groupe de Yasinski

Plusieurs indices minéralisés riches en sulfures ont été échantillonnés au cours de la cartographie du Groupe de Yasinski et de la Formation d'Apple. Dans cette section, nous présentons une classification géochimique de ces indices en fonction des lithologies encaissantes.

8.2.3.1. Indices de sulfures associés aux roches sédimentaires de la Formation d'Apple

La Formation d'Apple contient des indices minéralisés, riches en Zn et en Pb, associés à des arénites quartzitiques (feuillelet 33F/04). L'indice zone 7, du lac Mistacheesic (Discovery), est l'un des principaux indices de Pb-Zn de la région (Goutier et al., 1999b). Les échantillons de roches prélevés sur cet indice montrent des teneurs en Zn variant de 14 087 à 14 997 ppm et en Pb, de 1 986 à 9 628 ppm (échantillons 98FF-11145-a3 et 98FF-11146-a1). Les échantillons contiennent peu de Cu (< 316 ppm), mais les teneurs en As sont relativement élevées (111 à 274 ppm). Les abondances en Pb et en As observées dans ces échantillons les classent dans la catégorie des minéralisations associées aux roches sédimentaires siliciclastiques.

Les spectres des terres rares des concentrés de pyrite prélevés sur ces échantillons sont enrichis en TR légères et relativement appauvris en Eu ($Eu/Eu^*_N = 0,49-0,90$; fig. 36). L'amplitude de ces anomalies est semblable à celle des anomalies observées dans les roches sédimentaires encaissantes de la minéralisation ($Eu/Eu^*_N = 0,59-0,96$).

8.2.3.2. Indices sulfurés associés aux roches volcaniques et aux formations de fer du Groupe de Yasinski

Roches volcaniques

Le contenu en TR des concentrés de sulfures et d'oxydes de fer provenant d'échantillons prélevés sur des indices minéralisés riches en sulfures encaissés dans les roches volcaniques a été analysé. Il s'agissait ici, de déterminer si les sulfures de ces indices ont précipité à partir de solutions hydrothermales de haute température et s'ils se sont déposés dans un environnement susceptible de contenir des gîtes économiques de type SMV.

L'échantillon JM98005-c2 (fig. 36), qui provient d'un affleurement de roches basaltiques (feuillelets 33F/02 et 03), est caractérisé par de la pyritisation à laquelle sont associées de faibles teneurs en Cu (278 ppm), en Zn (280 ppm), en Pb (5 ppm) et en As (tr.). Ces teneurs contrastent avec celles obtenues pour les échantillons provenant du lac Mistacheesic (Discovery). Le spectre des terres rares du concentré de pyrite extrait de l'échantillon JM98005-c2 est dépourvu d'anomalie en Eu et il est subparallèle à celui de la roche totale. L'absence de fractionnement des TR par rapport à la roche hôte suggère une origine épigénétique pour la pyrite de cet échantillon.

L'indice aurifère Lac Yasinski-NE (feuillelet 33F/06), du lac Ultra (Goutier *et al.*, 1998b), ne possède pas de valeurs économiques en Cu ni en Zn, mais une teneur en Cu de 755 ppm a été obtenue. Par contre, les spectres des TR de la roche minéralisée (98FF11153-c3) et du concentré de magnétite (98FF11153-c3 Mt) qui en a été extrait n'exhibent pas d'anomalies positives en europium. La signature en TR des échantillons de l'indice Lac Yasinski-NE ne suggère aucun lien génétique avec des gîtes de type SMV (figure 36).

Contrairement aux indices précédents, l'indice minéralisé Sommet-IV (feuillelet 33F/09) possède de nombreuses caractéristiques pouvant suggérer un lien génétique avec des gîtes de type

SMV. L'échantillon Sommet-IV est constitué de 30% de chalcopryrite et de plus de 50% de pyrite et de pyrrhotite. On a obtenu des valeurs de 120 000 ppm de Cu, de 213 ppm de Zn et de faibles teneurs en Pb (10 ppm) et en As (35 ppm) pour cet échantillon. Les caractéristiques chimiques et minéralogiques de la minéralisation du Sommet IV ressemblent à celles des minéralisations archéennes de type SMV. Dans un modèle de SMV de type Noranda, ce type de minéralisation riche en Cu serait situé dans le faciès ultraproximal ou dans la zone à micro-filonets (cheminée hydrothermale) sous la lentille de sulfures massifs (ex. LaFlèche et al., 1999).

Les spectres de terres rares de l'échantillon sommet-IV et des concentrés de pyrite et de pyrrhotite (Sommet-IV-Py et Po; fig. 36) qui en ont été extraits montrent de fortes anomalies négatives en europium ($Eu/Eu^*N < 0.41-0.60$). Ce type de fractionnement de l'europium n'est observé ni dans les basaltes ni dans les roches calco-alcalines felsiques du Groupe de Yasinski. Pour expliquer une telle anomalie il faut faire intervenir un fort lessivage hydrothermal de l'europium contenu dans les sulfures de l'échantillon. Dans un environnement SMV, l'origine des sulfures riches en Cu de l'indice Sommet-IV pourrait s'expliquer par des processus réactionnels impliquant une percolation-réaction soutenue de fluides hydrothermaux sous un amas de sulfures massifs primaires. Ce type d'environnement ressemble à celui observé dans la zone à chalcopryrite-bornite du méga-gîte de Kidd Creek (Timmins, Ontario) ainsi que dans certaines zones riches en Cu du gîte de Louvicourt (LaFlèche *et al.*, 1999).

Formations de fer

Le contenu en TR des concentrés de sulfures et d'oxydes de fer, provenant d'échantillons de formations de fer minéralisés en sulfures, a été analysé. Il s'agissait ici, de déterminer si les sulfures de ces indices ont précipité à partir de solutions hydrothermales de haute température et s'ils se sont déposés dans un environnement susceptible de contenir des gîtes économiques de type SMV.

L'indice du lac Mistacheesic (anciennement, indice 6 du lac Discovery), riche en pyrrhotite et en pyrite, est un bon exemple de minéralisation associée à une formation de fer en contact avec les basaltes du Yasinski (feuillelet 33F/04; Goutier et al., 1999b). Malgré l'abondance de la pyrrhotite et de la pyrite, l'échantillon 98FF-11148-A2 ne contient pas de teneurs intéressantes en Cu et en Zn (respectivement 244 et 94 ppm). La signature en TR de cet échantillon est marquée par une anomalie négative en europium et il est peu probable que la précipitation des sulfures de l'indice ait été reliée à un système hydrothermal de haute température de type SMV.

L'échantillon 98FF-11152-B2, qui provient de l'indice aurifère Lac Miakadow-Nord (anciennement Lac Bruce, zone est; feuillelet 33F/04), est riche en pyrite, mais ne montre pas de valeurs anormales en Cu et en Zn (respectivement 15 et 27 ppm). Seule la teneur en As peut être considérée comme enrichie (135 ppm). L'échantillon minéralisé révèle un enrichissement systématique en TR légères ainsi qu'une anomalie positive en europium ($Eu/Eu^*N = 2.26$) contrastante avec la signature en TR des minéralisations associées aux roches sédimentaires de la Formation d'Apple. La signature de la pyrite, de l'échantillon 98FF-11152-B2, ressemble à celle observée dans les concentrés de magnétite des formations de fer du Groupe de Yasinski. A priori, il est possible que la pyrite aurifère est cristallisée à partir de la magnétite primaire contenue dans les formations de fer.

Roches volcaniques et sédimentaires riches en sulfures

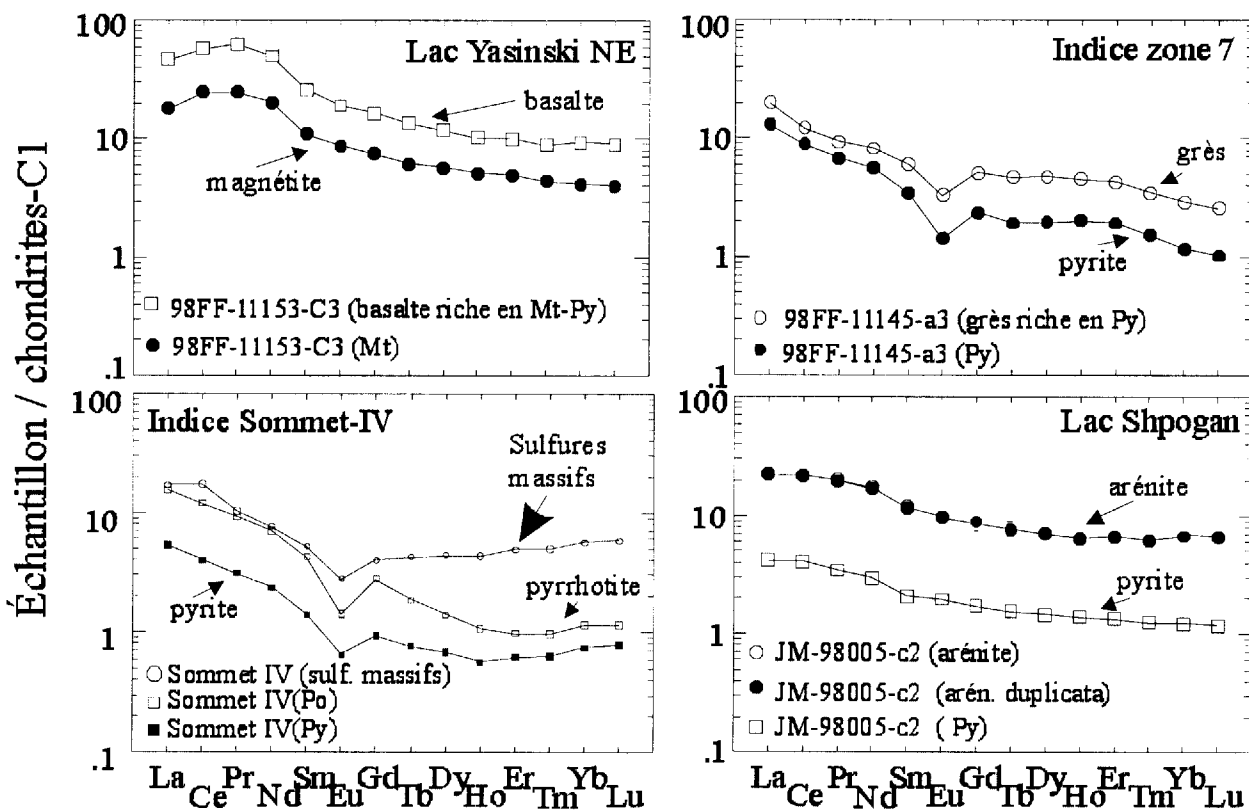


Figure 36. Spectres des terres rares, normalisés aux valeurs des chondrites, des roches volcaniques et sédimentaires riches en sulfures et de leurs concentrés de sulfures. Notez l'absence de fractionnement relatif des TR entre la roche encaissante et les concentrés de sulfures. Ceci suggère, que les fluides responsables de la précipitation des sulfures ne possédaient pas les caractéristiques chimiques et physico-chimiques de celles normalement associées à la formation de gîtes de type SMV. L'absence de fractionnement relatif des TR peut suggérer une précipitation des sulfures à partir de fluides de plus basses températures, de pH neutre et aussi probablement moins riches en Cl. Remarquez que cette observation est valable à la fois pour les minéralisations des roches volcaniques du Groupe de Yasinski et sédimentaires de la Formation d'Apple.

9. CONCLUSIONS

Le volcanisme archéen du Groupe de Yasinski pourrait être associé à l'extension de la lithosphère dans une zone de rift ensialique, mais la faible épaisseur des roches volcaniques accumulées dans le bassin indique une extension limitée. La fusion partielle des péridotites mantelliques, au cours de la remontée adiabatique passive de l'asthénosphère, peut expliquer la composition en éléments majeurs et en éléments traces des tholéiites des sous-groupes I et II, mais cette hypothèse implique l'accumulation d'une grande épaisseur de roches volcaniques (> 10 km), non observée sur le terrain (< 2,5 km). L'interprétation de plusieurs des caractéristiques de l'évolution géologique et géochimique des roches volcaniques, du Groupe de Yasinski, est basée sur un modèle impliquant la mise en place d'un point chaud sous la lithosphère archéenne. Ce point chaud, aurait permis l'initiation du magmatisme komatiitique, observé régionalement, et la fracturation du socle gneisso-tonalitique du Complexe de Langelier. Le transfert de chaleur, du point chaud vers le manteau lithosphérique, aurait conduit à la fusion partielle des péridotites lithosphériques et à la formation du magmatisme tholéiitique.

La mise en place de magmas basaltiques à la base de la croûte archéenne pourrait par ailleurs expliquer la formation des magmas rhyodacitiques et rhyolitiques calco-alcalins du Groupe de Yasinski. Il se peut que certaines dacites se sont formées à partir du mélange magmatique, entre des magmas tholéiitiques profonds et des liquides anatexiques (rhyolites), provenant de la fusion partielle d'amphibolites à grenat. La nature alumineuse ainsi que l'appauvrissement en Y et en terres rares lourdes des roches volcaniques felsiques du Groupe de Yasinski suggèrent des processus pétrogénétiques de haute pression et la mise en place de réservoirs magmatiques dans la partie inférieure de la croûte archéenne. Conséquemment, ces conditions n'ont pas permis la formation de cellules hydrothermales engendrant la mise en place de gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV).

À l'exception de l'indice de Cu Sommet IV, les signatures en terres rares des sulfures des indices minéralisés, étudiés dans ce projet, ne suggèrent pas plus une précipitation à partir de fluides hydrothermaux acides, chlorés et de haute température. Ces fluides sont essentiels à la formation de gîtes de type SMV, de ce fait, leur absence laisse supposer que ces indices renferment un faible potentiel économique quant à la découverte éventuelle de gîtes de type SMV.

Toutefois, les secteurs au nord et à l'ouest de la région contiennent de nombreuses zones d'altération ainsi que quelques indices cuprifères (Goutier *et al.* 2000b; Dion *et al.* 1999). Ces secteurs n'ont été cartographiés qu'en 1998 et 1999 par le MRN. L'indice sommet IV, situé dans ce secteur, et les autres minéralisations mériteraient d'être étudiées afin de vérifier l'origine de ces minéralisations.

10. REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier G. Camiré, C. Dion et F. Weimen pour la révision critique du document et l'aide apportée pour la réalisation de ce projet de recherche. Plus spécifiquement, nous remercions R. Gosselin et I. Bélanger pour les analyses en spectrométrie de masse à source plasma. M.R.L. remercie le MRNQ et le CRSNG pour le financement de ce projet (OGP 10138413).

RÉFÉRENCES

- Abbott, D., Drury, R., et Smith, W.H.F., 1994. Flat to steep transition in subduction style. *Geology*, 22, 937-940.
- Arndt, N.T. et Christensen, U., 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *Journal of Geophysical Research*, 97: 10,967- 10,981.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite : Definition, enviroment and hypotheses of origin. Dans : Barker F. (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barrett, T.J., Jarvis, I. et Jarvis, K.E., 1990. Rare earth element geochemistry of massive sulfides-sulfates and gossans on the Southern Explorer Ridge. *Geology*, 18:583-586.
- Bau, M., and Möller, P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2239-2249.
- Bernier, L.R., 1999. Étude minéralogique et ilthogéochimique des zones d'altération métamorphisées du secteur des vents, Baie James, Québec. Rapport interne du MRNQ-SGNO., 47 pages.
- Camiré, G., La Flèche, M.R., et Ludden, J.N. 1993. Archaean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac subprovince of the Canadian Shield: chemical characterization, weathering and modelling of the source areas. *Precambrian Research*, 62: 285-305.
- Camiré, G., La Flèche, M.R. et Jenner, G.A., 1995. Geochemistry of pre-Taconian mafic volcanism in the Humber Zone of the northern Appalachians, Québec, Canada. *Chemical Geology*, 119: 55-77.
- Campbell, A.C., Palmer, M.R., Klinkhammer, G.P., Bowers, T.S., Lawrence, J.R., Casey, J.F., Thompson, G., Humpris, S., Rona, P. et Karson, J.A., 1988. Chemistry of hot springs on teh Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 335: 514-519.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the Upper continental crust : Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L. et Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage : I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convections at ocean spreading centers : *Econ. Geol.*, v.77, p.519-540.
- David, J., 1996. Géochronologie du Moyen-Nord. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit pour le Ministère des Ressources naturelles du Québec, 29 pages.
- Defant, M.J., et Drummond, M.S. 1990. Derivation of some arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665
- Desrochers, J.P., Hubert, C., Ludden, J.N. et Pilote, P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi gresntone belt, Canada : *Geology*, 21, 451-454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983. Revolution 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*, 20, 1374-1388.
- Dupuy, C., Liotard, J.-M. et Dostal, J., 1992. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2417-2423.
- Fallara, F., Moorhead, J., Ross, P-S. et Goutier, J., 1999. Caractéristiques de centres volcaniques et de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes des séquences volcaniques du lac Sakami et de la rivière Eastmain, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, MB 99-37, 100 pages.
- Floyd, P.A. et Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21: 291-306.
- Fuji, T. et Scarfe, C.M., 1985. Compositions of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kb and the genesis of MORBs. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 18-28.
- German, C.R., Klinkhammer, G.P., Edmond, J.M., Mitrat, A. et Elderfield, H., 1990. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean. *Nature*, 345: 516-518.
- Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C., David, J., Parent, M. et Dion, D.-J., 1998a. Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG98-16, 48 pages.

- Goutier, J., Doucet, P., Dion, C., Beausoleil, C. et Dion, D.J., 1998. Géologie de la région du lac Esprit (SNRC 33F/05), RG98-09, 39 pages
- Goutier, J., Dion, C., David, J. et Dion, D.J., 1999a. Géologie de la région de la passe Chimusumini et du lac Vion (SNRC 33F/11 et 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG98-17, 41 pages.
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M. et Dion, D.J., 1999b. Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG98-18, 52 pages.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C., David, J. et Parent, M., 2000a. Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M.-C. et Mercier-Langevin, P., 2000b. Géologie de la région de la colline Masson, de la passe Awapakamich, de la baie Carillet et de la passe Pikwahipanan (SNRC 33F/09, 33F/10, 33F/15 et 33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., et McDermott, F. 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A335, 393-405.
- Hooper, P.R. et Hawkesworth, C.J., 1993. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt. *Journal of Petrology*, 34: 1203-1246.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 8, 523-545.
- 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 haloes. *Mining Geology*, 26, 105-117.
- Jahn, B.M., Gruau, G., et Glickson, A.Y., 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 582-589.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- Keen, C.E., Courtney, R.C., Dehler, S.A. et Williamson, M.-C., 1994. Decompression melting at rifted margins: comparison of model predictions with the distribution of igneous rocks on the eastern Canadian margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 403-416.
- Kimberley, M.M., 1989. Exhalative origin of iron formations. *Ore Geol. Rev.*, 53, 13-145.
- Kinzler, R.J. et Groves, T.L., 1992. Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2. applications. *Journal of Geophysical Research*, 97: 6,907-6,926.
- Kostopoulos, D.K. et James, S.D., 1992. Parameterization of the melting regime of the shallow upper mantle and the effects of variable lithospheric stretching on mantle modal stratification and trace-element concentrations in magmas. *Journal of Petrology*, 33: 665-691.
- LaFlèche, M.R. 1991. Pétrologie et géochimie des éléments traces du magmatisme archéen de la partie sud de la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi, Québec. Ph. D. Thesis, Université de Montpellier II, Montpellier, France.
- LaFlèche, M., R., et Camiré, G., 1996. Geochemistry and provenance of metasedimentary rocks from the Archean Golden Pond sequence (Casa Berardi mining district, Abitibi subprovince). *Can. J. Earth Sci.*, 33: 676-690.
- LaFlèche, M.R., Camiré, G.E., Carrier, A., Moorhead, J., Potvin, et Riopel, J., 1999. Géochimie des terres rares dans les sulfures et la magnétite de minéralisations syngénétiques et épigéniques de l'Abitibi et de la sous-province de la Grande. Congrès APGGQ 1999, Actes du Congrès Rouyn-Noranda, 289-302.
- LaFlèche, M.R., Camiré, G. et Jenner, G. 1998. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Qc. *Chem. Geol.*, 148, 115-136.
- LaFlèche, M.R., Dupuy, C., et Dostal, J., 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt : origin and geodynamic implications. *J.C.S.T.*, 29, 1448-1458.
- LaFlèche, M.R., et Ludden, J.N. 1991. The petrogenesis of Archean felsic magmas from the Southern Superior Province: implications for Late Archean felsic magma genesis. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v16, p. 70.
- Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J. et Sethna, S.F., 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 44-54.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7: 25-41.
- Martin, H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- McCulloch, M.T. et Bennett, V.C., 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4717-4738.

- McDonough, W.F., et Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- McKenzie, D. et Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625-679.
- Meylan, M.A., Glasby, G.P., Knedler, K.E. et Jonhston, J.H., 1981. Metalliferous deep-sea sediments , in Wolf, K.H., ed., *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits* : Amsterdam, Elsevier, v.9, p.77-178.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 745-750.
- Moorhead, J., Bernier, L., Fallara, F., Goutier, J. et LaFlèche, M.R., 2000. Caractéristiques des zones d'altération métamorphisées du secteur du lac Shpogan, Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 2000-XX.
- Mortensen, J.K. et Ciesielski, A., 1987. U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Québec. In: *Radiogenic Age and Isotopic studies: Report 1*. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, 129-134.
- Nielsen, R.L., 1991. CHAOS 5 (Fortran) program to model petrologic processes. *Coll. Oceanogr.*, Oregon State Univ., Corvallis, Oreg.
- Niu, Y., 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges; evidence from abyssal peridotites. *J. Petrology*, 38, 1047-1074.
- Perring, C.S., Barnes, S.J. et Hill, R.E.T., 1996. Geochemistry of komatiites from Forresteria, Southern Cross Province, Western Australia: Evidence for crustal contamination. *Lithos*, 37: 181-197.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352p.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. et Norry, M.J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. Dans: B.C. Storey, T. Alabaster and R.J. Pankhurst (Editeurs), *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication, 68: 41-60.
- Stamatelopolou-Seymour, K., Francis, D., et Ludden, J., 1983. The petrogenesis of the Lac Guyer komatiites and basalts and the nature of the Komatiite-Komatiitic basalt compositional gap. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 6-14.
- Seymour, K. St., Francis, D., 1988. Magmatic interaction between mantle and crust during the evolution of the Archean Lac Guyer greenstone belt, New Quebec. *Can. J. Earth. Sci.*, 25, 691-700.
- Sisson, T.W. et Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism.
- Skulski, T., Hynes, A. et Francis, D., 1988. Basic lavas of the Archaean La grande Greenstone belt; products of polybaric fractionation and crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 236-245.
- Sun, S.S. et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Dans: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42: 313-345.
- Sweeney, R.J., Duncan, A.R. et Erlank, A.J., 1994. Geochemistry and petrogenesis of central Lebombo basalts of the Karoo igneous province. *J. Petrol.*, 95-125.
- Ujike, O. et Goodwin, A.M. 1987. Geochemistry and origin of Archean metavolcanic rocks, central Noranda area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24: 2551-2567.
- Viereck, L.G., Floer, M.F.J., Hertogen, J., Schmincke, H.V. et Jenner, G.A., 1989. The genesis and significance of N-MORB sub-types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 112-126.
- Weaver, B.L., 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19: 123-126.
- White, R.S., 1989. Asthenospheric control on magmatism in the ocean basins. Dans: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 42: 17-27.
- Wood, D.A., Joron, J.L., et Treuil, M., 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- Woodhead, J.D., 1989. Geochemistry of the Mariana arc (Western Pacific): source composition and processes. *Chemical Geology*, 76: 1-24.
- Wyman, D.A., 1999. A 2.7 Ga depleted tholeiite suite : evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research*, 97, 27-42.

Annexe 1 Roches volcaniques du Groupe de Yasinski (moyennes et écart-types)

		R. volcaniques mafiques						R. volcaniques intermédiaires		R. volcaniques felsiques	
		s.-groupe I		s.-groupe II		s.-groupe III					
		moyenne	(+/-)	moyenne	(+/-)	moyenne	(+/-)	moyenne	(+/-)	moyenne	(+/-)
SiO ₂ (% poids)	1	50.57	1.86	49.70	2.25	51.93	2.79	59.66	3.03	69.38	4.66
TiO ₂ (% poids)	1	0.98	0.30	0.99	0.28	1.05	0.40	0.92	0.57	0.38	0.20
Al ₂ O ₃ (% poids)	1	14.28	1.04	14.28	0.43	13.01	1.41	14.31	1.50	13.46	1.49
Fe ₂ O ₃ T (% poids)	1	12.11	1.87	12.57	1.58	11.68	1.34	7.95	1.75	3.06	1.56
MnO (% poids)	1	0.21	0.12	0.25	0.06	0.18	0.02	0.13	0.04	0.06	0.03
MgO (% poids)	1	7.49	1.64	6.83	1.14	7.37	1.05	4.06	0.92	1.18	0.82
CaO (% poids)	1	10.62	2.40	10.96	1.82	9.52	1.64	5.84	2.32	2.84	1.41
Na ₂ O (% poids)	1	2.04	0.55	2.04	0.80	2.83	0.70	3.60	1.47	4.84	1.72
K ₂ O (% poids)	1	0.33	0.45	0.32	0.12	0.44	0.29	1.55	1.29	1.77	0.78
P ₂ O ₅ (% poids)	1	0.07	0.03	0.07	0.03	0.15	0.16	0.15	0.07	0.12	0.07
LOI (% poids)	5	1.59	0.68	1.97	0.77	1.84	1.30	2.14	1.91	2.86	1.47
Cr (ppm)	1, 3	195	110	219	104	399	267	280	169	44	38
Sc (ppm)	1, 3	47	5	47	4	36	7	21	6	7	5
Cu (ppm)	1, 3	115	119	114	93	97	48	65	34	23	13
Ni (ppm)	1, 3	148	45	117	29	181	58	100	34	24	21
V (ppm)	1, 3	295	44	284	42	222	29	146	36	42	33
Zn (ppm)	1, 3	106	28	125	67	97	16	100	36	46	20
Co (ppm)	1, 3	124	109	56	5	61	4	43	14	56	0
Sr (ppm)	1, 2, 3	123	52	96	28	321	286	212	91	205	142
Ba (ppm)	1, 2, 3	52	40	44	29	189	161	293	252	379	160
Rb (ppm)	1, 2, 3	24	29	7	6	18	13	40	22	38	18
Cs (ppm)	2	2.4	2.8	2.6	2.7	2.3	1.9	12.4	16.0	1.0	0.5
Y (ppm)	1, 2, 3	23.47	7.27	21.89	6.32	19.14	3.66	16.92	6.55	13.58	6.62
Zr (ppm)	1, 2, 3	52.28	20.78	54.89	16.40	69.62	22.12	111.72	30.27	168.95	52.44
Nb (ppm)	2	2.18	0.20	3.43	1.18	5.14	2.15	4.40	0.54	6.18	1.77
La (ppm)	2, 4	2.96	1.21	3.43	1.08	14.29	15.54	16.94	7.82	23.35	11.18
Ce (ppm)	2, 4	6.90	2.89	8.68	3.42	30.69	33.68	34.73	16.11	47.76	23.08
Pr (ppm)	2	1.07	0.20	1.52	0.60	2.65	0.54	3.27	2.03	5.65	2.31
Nd (ppm)	2, 4	6.30	2.01	6.22	2.35	17.30	15.38	17.82	9.29	19.10	9.36
Sm (ppm)	2, 4	2.31	0.81	2.14	0.69	3.54	2.16	3.48	1.62	3.25	1.40
Eu (ppm)	2, 4	0.82	0.22	0.78	0.23	1.04	0.47	0.95	0.33	0.81	0.32
Gd (ppm)	2	2.91	0.93	2.57	0.92	2.48	1.07	2.54	1.23	2.88	1.02
Tb (ppm)	2, 4	0.51	0.16	0.46	0.16	0.38	0.16	0.27	0.14	0.34	0.16
Dy (ppm)	2	3.18	0.40	3.68	1.27	3.35	0.69	2.65	1.10	2.27	1.04
Ho (ppm)	2	0.67	0.07	0.78	0.27	0.69	0.14	0.55	0.23	0.43	0.22
Er (ppm)	2	1.99	0.17	2.35	0.81	2.04	0.44	1.70	0.71	1.25	0.70
Tm (ppm)	2	0.27	0.02	0.33	0.11	0.27	0.06	0.25	0.11	0.18	0.11
Yb (ppm)	2, 4	2.49	0.95	2.13	0.56	2.13	0.53	1.65	0.60	1.03	0.68
Lu (ppm)	2, 4	0.35	0.11	0.29	0.09	0.29	0.08	0.24	0.09	0.17	0.10
Hf (ppm)	2,4	1.46	0.56	1.48	0.53	2.10	0.68	2.74	0.74	3.68	1.14
Ta (ppm)	2	0.12	0.01	0.19	0.07	0.29	0.13	0.25	0.03	0.38	0.15
Th (ppm)	2	0.25	0.09	0.37	0.08	1.22	0.31	2.71	1.27	5.58	1.93
U (ppm)	2	0.10	0.03	0.24	0.17	0.31	0.06	0.76	0.44	1.29	0.37

1: ICP-AES; 2: ICP-MS; 3: XRF; 4: INAA; 5: PAF

Annexe 2 Analyses des formations de fer et des échantillons riches en sulfures

Formations de fer

No		JM98020-a3	JM98030-c3	98PL3074a	98FF11086-b1	98FF11088-c1	98FF11117-a2	98FF11122-a1
SiO ₂ (% poids)	1	55.90	32.37	42.70	58.55	49.96	87.41	47.51
TiO ₂ (% poids)	1	0.09	0.02	0.03	0.06	1.43	0.01	0.02
Al ₂ O ₃ (% poids)	1	2.77	0.50	0.67	1.27	13.25	ND	0.45
Fe ₂ O ₃ T (% poids)	1	19.59	44.48	54.86	33.10	13.05	10.81	48.82
MnO (% poids)	1	0.22	0.33	0.04	0.37	0.14	0.30	0.02
MgO (% poids)	1	3.75	3.76	0.86	2.71	3.74	1.00	2.24
CaO (% poids)	1	4.57	0.54	0.18	2.73	7.56	0.12	0.45
Na ₂ O (% poids)	1	0.23	0.05	0.01	0.05	4.38	ND	0.01
K ₂ O (% poids)	1	0.08	0.04	0.12	0.04	0.84	0.02	0.05
P ₂ O ₅ (% poids)	1	0.12	0.05	0.09	0.05	0.33	0.05	0.17
LOI (% poids)		0.24	<L.D.	2.01	1.72	6.79	<L.D.	<L.D.
Cr (ppm)	1	<L.D.	<L.D.	52	<L.D.	42	<L.D.	<L.D.
Sc (ppm)	1	1.6	<L.D.	<L.D.	1.8	28.5	<L.D.	<L.D.
Ni (ppm)	1	31	32	34	16	64	<L.D.	24
V (ppm)	1	53	5	12	32	117	3	10
Cu (ppm)	1	58	<L.D.	<L.D.	105	99	3	<L.D.
Zn (ppm)	1	77	75	21	44	57	9	25
As (ppm)	1	17	<L.D.	16	23	23	56	<L.D.
Zn (ppm)	1	77	75	21	44	57	9	25
Cd (ppm)	1	2	4	4	3	2	2	4
Co (ppm)	1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	53	<L.D.	<L.D.
Mo (ppm)	1	<L.D.	4	5	<L.D.	<L.D.	<L.D.	5
Pb (ppm)	2	49	77	76	67	<L.D.	66	78
Rb (ppm)	2	0.9	0.6	5.6	1.5	31.1	0.2	2.8
Sr (ppm)	2	1.3	4.9	6.1	12.1	388.8	1.0	3.5
Y (ppm)	2	4.8	13.9	2.9	4.1	57.3	1.7	3.0
Cs (ppm)	2	3.87	0.09	0.22	0.26	3.40	0.02	0.31
Ba (ppm)	2	1.4	4.1	36.3	13.9	221.7	1.6	25.4
La (ppm)	2	0.58	6.16	3.02	2.78	12.42	0.89	3.40
Ce (ppm)	2	1.13	9.44	9.46	5.31	30.56	1.67	6.47
Pr (ppm)	2	0.16	1.03	0.76	0.63	4.45	0.21	0.73
Nd (ppm)	2	0.87	4.33	3.19	2.60	23.52	0.89	2.84
Sm (ppm)	2	0.26	1.08	0.53	0.51	6.85	0.20	0.53
Eu (ppm)	2	0.15	0.56	0.31	0.05	1.90	0.12	0.30
Gd (ppm)	2	0.56	1.61	0.52	0.59	8.43	0.27	0.51
Tb (ppm)	2	0.12	0.28	0.07	0.09	1.34	0.04	0.07
Dy (ppm)	2	0.90	5.63	1.04	1.05	9.30	0.31	0.93
Ho (ppm)	2	0.16	0.47	0.10	0.15	1.89	0.06	0.11
Er (ppm)	2	0.57	3.51	0.31	0.46	6.76	0.21	0.37
Tm (ppm)	2	0.09	0.20	0.05	0.07	0.79	0.03	0.06
Yb (ppm)	2	0.76	1.22	0.31	0.47	4.87	0.21	0.45
Lu (ppm)	2	0.14	0.19	0.05	0.08	0.75	0.03	0.08
Pb (ppm)	2	0.38	1.47	1.50	0.84	9.40	1.64	1.79

L.D.: limite de détection analytique

1: ICP-AES

2: ICP-MS

Annexe 2 (suite)

No	Formations de fer			Roches riches en sulfures		
	98FF11127-a1	98FF11151-a1	98FF11194-cl	98FF11165-b1	98FF-11145-a3	98FF-11146-a1
SiO ₂ (% poids)	63.00	55.42	54.41	61.53	86.41	69.67
TiO ₂ (% poids)	0.07	0.02	0.07	0.03	0.06	0.07
Al ₂ O ₃ (% poids)	1.66	0.22	1.52	0.69	2.59	2.56
Fe ₂ O ₃ T (% poids)	35.25	42.55	40.81	35.40	1.75	24.66
MnO (% poids)	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.01
MgO (% poids)	1.28	1.38	1.10	1.65	1.42	0.27
CaO (% poids)	1.34	0.85	1.15	0.89	1.27	0.14
Na ₂ O (% poids)	0.01	0.03	0.11	0.05	0.06	0.07
K ₂ O (% poids)	0.80	0.14	0.30	0.05	0.70	0.73
P ₂ O ₅ (% poids)	0.16	0.21	0.25	0.18	0.03	0.03
LOI (% poids)	0.76	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2.99	13.76
Cr (ppm)	41	< L.D.	47	< L.D.	328	< L.D.
Sc (ppm)	0.4	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2.9	< L.D.
Ni (ppm)	27	22	27	19	495	111
V (ppm)	14	12	33	6	19	11
Cu (ppm)	< L.D.	< L.D.	< L.D.	17	316	302
Zn (ppm)	32	62	31	37	14997	14087
As (ppm)	29	< L.D.	98	62	274	111
Zn (ppm)	32	62	31	37	14997	14087
Cd (ppm)	4	4	4	4	8	7
Co (ppm)	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	60	103
Mo (ppm)	4	7	4	< L.D.	< L.D.	10
Pb (ppm)	65	67	67	69	14101	814
Rb (ppm)	41.5	11.2	14.7	0.6	24.6	20.1
Sr (ppm)	101.4	43.0	35.1	9.8	7.8	3.3
Y (ppm)	6.1	4.8	5.8	5.8	11.9	0.5
Cs (ppm)	2.40	3.34	1.09	0.13	0.22	0.20
Ba (ppm)	127.5	29.7	26.2	3.6	45.1	48.6
La (ppm)	6.00	1.52	2.28	2.61	6.54	0.72
Ce (ppm)	10.76	3.11	4.77	3.98	10.53	1.00
Pr (ppm)	1.27	0.41	0.64	0.41	1.21	0.09
Nd (ppm)	5.38	2.10	2.98	1.68	5.17	0.33
Sm (ppm)	0.95	0.59	0.68	0.32	1.22	0.07
Eu (ppm)	0.38	0.51	0.34	0.17	0.25	0.02
Gd (ppm)	1.04	0.74	0.88	0.48	1.43	0.07
Tb (ppm)	0.14	0.11	0.14	0.08	0.23	0.01
Dy (ppm)	1.35	0.95	1.48	0.66	1.73	0.06
Ho (ppm)	0.20	0.30	0.21	0.17	0.35	0.02
Er (ppm)	0.62	0.54	0.98	0.84	0.96	0.05
Tm (ppm)	0.09	0.08	0.09	0.09	0.12	0.01
Yb (ppm)	0.53	0.53	0.58	0.60	0.65	0.07
Lu (ppm)	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.01
Pb (ppm)	2.91	0.84	1.73	1.67	9628.16	1986.02

L.D.: limite de détection analytique

Annexe 2 (suite)

Roches riches en sulfures (suite)

No	98pl-3014	98FF-11186-c3	98FF-11196-a1
SiO ₂ (% poids)	68.01	62.04	31.30
TiO ₂ (% poids)	0.70	0.83	0.04
Al ₂ O ₃ (% poids)	11.79	11.17	0.62
Fe ₂ O ₃ T (% poids)	6.59	8.98	54.72
MnO (% poids)	0.09	0.20	0.01
MgO (% poids)	1.79	2.85	0.62
CaO (% poids)	3.50	5.68	0.82
Na ₂ O (% poids)	2.75	2.05	0.04
K ₂ O (% poids)	1.07	0.67	0.08
P ₂ O ₅ (% poids)	0.18	0.08	0.05
LOI (% poids)	5.08	2.99	36.28
Cr (ppm)	< L.D.	142	< L.D.
Sc (ppm)	12.7	30.4	< L.D.
Ni (ppm)	22	99	121
V (ppm)	60	187	4
Cu (ppm)	15	89	57
Zn (ppm)	48	186	27
As (ppm)	47	2167	22
Zn (ppm)	48	186	27
Cd (ppm)	2	2	4
Co (ppm)	< L.D.	55	158
Mo (ppm)	< L.D.	< L.D.	8
Pb (ppm)	< L.D.	42	78
Rb (ppm)	26.1	21.6	3.0
Sr (ppm)	256.2	146.8	17.4
Y (ppm)	14.3	17.8	2.2
Cs (ppm)	0.59	2.66	2.57
Ba (ppm)	235.7	162.8	15.3
La (ppm)	12.49	5.21	1.74
Ce (ppm)	24.91	12.45	3.68
Pr (ppm)	2.72	1.67	0.43
Nd (ppm)	10.28	7.94	1.75
Sm (ppm)	2.07	2.21	0.33
Eu (ppm)	0.60	0.87	0.13
Gd (ppm)	2.21	2.69	0.32
Tb (ppm)	0.35	0.46	0.05
Dy (ppm)	2.75	3.28	0.33
Ho (ppm)	0.54	0.70	0.08
Er (ppm)	1.77	2.07	0.22
Tm (ppm)	0.27	0.30	0.11
Yb (ppm)	1.78	2.07	0.21
Lu (ppm)	0.27	0.31	0.03
Pb (ppm)	9.45	8.57	3.28

L.D.: limite de détection analytique

Annexe 2b Description sommaire des échantillons

Échantillon	Description
JM-98020-a3	roche riche en magnétite, Lac Shpogan
JM-98030-c3	S9B-formation de fer, Lac Shpogan
98pl-3034a	S9B-formation de fer
98pl-3074a	S9B-formation de fer
98FF-11086-b1	S9B-formation de fer, Mills # 2
98FF-11088-c1	S9B-formation de fer
98FF-11089-a1	S9B-formation de fer, Mills # 1
98FF-11117-a2	S9B-formation de fer, Duncan # 1
98FF-11122-a1	S9B-formation de fer, lac Noack
98FF-11127-a1	S9B-formation de fer
98FF-11151-a1	S9B-formation de fer, lac Bruce
98FF-11194-c1	S9B-formation de fer
98FF-11165-b1	F. de fer riche en sulfures, indice Km-85
JM-98020-a1	Roche altérée et oxydée -chert ?
JM-98005-c1	Arénite quartzitique -5% sulfures
JM-98005-c2	Arénite quartzitique riche en sulfures, lac Shpogan
98FF-11145-a3	Arénite quartzitique avec tr. de sulfures (chalcopyrite et galène), indice zone 7 (lac Discovery)
98FF-11146-a1	Arénite minéralisée (Py semi-massive), indice zone 7 (lac Discovery)
98pl-3014	Schiste avec carb. de fer, porphyre de quartz, chlorite et 3% Py
98FF-11152-b2	Sulfures du lac Bruce - Zone Est
98FF-11153-c3	Basalte minéralisé en pyrite et pyrrhotite, lac Yasinski NE
98FF-11186-c3	Zone rouillée TR-97-06, indice Ti-Luc
98FF-11196-a1	Sulfures semi-massifs riches en arsénopyrite et pyrite, indice Rockn'Hammer
JM-98029-b2	Roche altérée en sulfures et magnétite
98FF-11105-b3	Zone rouillée riche en oxydes de fer et pyrite
Sommet IV	Sulfures massifs (30% chalcopyrite et 50% pyrite), indice Sommet IV
98FF-11148-a2	Basalte minéralisé en sulfures semi-massifs: pyrrhotite et pyrite: Indice zone 6 (lac Discovery)

Annexe 3 Analyses des concentrés de sulfures et de magnétite

	PML3034a- Mt magnétite	98PL3074a- Mt magnétite	SOMMET-IV- Po pyrrhotite	SOMMET-IV- Py pyrite	JM98005-c2-Py pyrite	JM98020-a3-Gt grenat	JM98020-a3-Mt magnétite	JM98020-a3-Mt magnétite (dupl.)	JM98030-c3-Mt magnétite
Sr (ppm)	0.74	3.80	3.11	4.43	1.16	1.36	9.98	9.75	0.70
Ba (ppm)	3.56	5.82	7.57	7.27	2.57	0.98	7.15	8.99	0.78
Rb (ppm)	0.43	0.78	1.08	1.78	0.51	0.13	0.97	1.08	0.52
Cs (ppm)	0.11	0.14	0.02	0.23	0.18	0.10	0.12	0.12	1.06
Y (ppm)	2.03	7.69	1.85	1.27	3.23	37.40	39.26	37.77	4.10
La (ppm)	6.18	1.65	5.08	1.73	1.36	0.66	1.53	1.38	0.10
Ce (ppm)	10.96	3.17	10.37	3.43	3.48	1.39	3.59	3.49	0.19
Pr (ppm)	1.21	0.39	1.19	0.40	0.45	0.16	0.66	0.64	0.03
Nd (ppm)	4.33	1.72	4.40	1.49	1.85	0.71	3.94	3.89	0.21
Sm (ppm)	0.61	0.50	0.85	0.28	0.42	0.40	1.91	1.87	0.11
Eu (ppm)	0.31	0.35	0.11	0.05	0.15	0.88	1.36	1.36	0.10
Gd (ppm)	0.47	0.86	0.77	0.26	0.47	1.51	3.43	3.67	0.26
Tb (ppm)	0.05	0.15	0.09	0.04	0.08	0.39	0.68	0.68	0.06
Dy (ppm)	0.31	1.17	0.48	0.23	0.50	3.64	5.08	4.83	0.40
Ho (ppm)	0.07	0.28	0.08	0.04	0.11	1.02	1.15	1.10	0.10
Er (ppm)	0.21	0.83	0.22	0.14	0.30	3.68	3.55	3.39	0.37
Tm (ppm)	0.03	0.13	0.03	0.02	0.04	0.64	0.51	0.49	0.07
Yb (ppm)	0.20	0.82	0.23	0.16	0.27	4.47	3.34	3.32	0.56
Lu (ppm)	0.04	0.13	0.04	0.03	0.04	0.78	0.52	0.50	0.10
Pb (ppm)	1.37	1.12	10.29	9.57	23.28	5.83	1.96	1.96	12.53
Th (ppm)	0.25	0.17	0.17	0.17	0.12	1.66	0.89	0.89	
U (ppm)	0.46	0.08	0.10	0.09	0.07	0.34	0.41	0.41	0.02

Analyses des éléments traces par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS).

Annexe 3 (suite)

No	JM98030-c3-Mt magnétite (dupl.)	FF11086-b1-I-Mt magnétite	FF11086-b1-I-Mt magnétite (dupl.)	FF11117-a2-Mt magnétite	FF11127-a1-Mt magnétite	FF11127-a1-Py pyrite	FF11145-a3-Py pyrite	FF11146-a1-Py pyrite	FF11151-a1-Mt magnétite
Sr (ppm)	0.76	1.41	1.40	1.02	6.32	4.75	0.72	0.57	7.48
Ba (ppm)	0.95	0.71	0.58	2.98	47.94	20.66	3.52	1.37	14.56
Rb (ppm)	0.49	0.25	0.22	0.37	21.36	0.77	1.28	1.14	8.79
Cs (ppm)	1.08	0.04	0.04	0.10	1.45	0.09	0.04	0.03	2.62
Y (ppm)	4.04	2.39	1.83	1.58	3.08	1.16	4.68	0.14	0.97
La (ppm)	0.09	0.09	0.12	13.28	6.73	2.59	4.27	0.27	0.72
Ce (ppm)	0.19	0.18	0.18	20.43	12.32	4.73	7.68	0.21	1.45
Pr (ppm)	0.03	0.03	0.03	1.85	1.34	0.51	0.89	0.02	0.17
Nd (ppm)	0.21	0.13	0.14	5.30	4.86	1.89	3.55	0.06	0.66
Sm (ppm)	0.11	0.06	0.06	0.54	0.70	0.27	0.70	0.02	0.15
Eu (ppm)	0.10	0.01	0.01	0.24	0.24	0.09	0.11	0.01	0.12
Gd (ppm)	0.28	0.17	0.16	0.43	0.62	0.25	0.65	0.02	0.17
Tb (ppm)	0.06	0.04	0.04	0.05	0.08	0.03	0.10	0.00	0.03
Dy (ppm)	0.40	0.32	0.34	0.30	0.46	0.19	0.67	0.02	0.20
Ho (ppm)	0.10	0.08	0.08	0.07	0.10	0.04	0.16	0.01	0.04
Er (ppm)	0.37	0.25	0.26	0.20	0.32	0.13	0.43	0.02	0.14
Tm (ppm)	0.07	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.05	0.00	0.02
Yb (ppm)	0.55	0.26	0.27	0.24	0.33	0.11	0.26	0.03	0.19
Lu (ppm)	0.10	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.04
Pb (ppm)	13.34	1.10	1.25	15.40	10.87	37.80	3735.03	1252.08	0.85
Th (ppm)					0.84	0.18	0.07	0.08	0.09
U (ppm)	0.02	0.01	0.01	0.11	0.14	0.04	0.13	0.02	0.04

Annexe 3 (suite)

No	FF11152-b2-Py pyrite	FF11153-c3-Mt magnétite	FF11165-b1- Mt magnétite	FF11089-a1-Mt magnétite	FF11122-a1-Mt magnétite	FF11122-a1-Mt magnétite (dupl.)
Sr (ppm)	37.69	10.42	4.13	1.90	0.65	0.66
Ba (ppm)	7.81	32.98	1.48	1.40	3.10	4.21
Rb (ppm)	0.70	2.32	0.24	0.39	0.97	0.98
Cs (ppm)	1.07	0.15	0.09	0.05	0.10	0.10
Y (ppm)	4.43	9.24	2.82	3.06	1.08	1.03
La (ppm)	4.35	5.95	1.73	2.65	3.14	2.97
Ce (ppm)	7.32	21.31	2.75	5.51	6.13	6.02
Pr (ppm)	0.79	3.20	0.28	0.71	0.72	0.70
Nd (ppm)	2.97	12.75	1.04	3.04	2.69	2.64
Sm (ppm)	0.56	2.23	0.19	0.60	0.42	0.40
Eu (ppm)	0.37	0.67	0.08	0.43	0.14	0.15
Gd (ppm)	0.72	2.05	0.28	0.57	0.25	0.25
Tb (ppm)	0.10	0.30	0.05	0.08	0.03	0.03
Dy (ppm)	0.67	1.95	0.39	0.52	0.16	0.15
Ho (ppm)	0.15	0.39	0.11	0.11	0.04	0.03
Er (ppm)	0.44	1.11	0.38	0.32	0.13	0.12
Tm (ppm)	0.06	0.16	0.06	0.05	0.02	0.02
Yb (ppm)	0.38	0.91	0.43	0.34	0.22	0.21
Lu (ppm)	0.06	0.14	0.07	0.05	0.04	0.04
Pb (ppm)	3.11	10.44	41.70	134.17	1.95	2.04
Th (ppm)	0.25	0.07	0.10	0.08	0.04	0.04
U (ppm)	0.15	0.40	0.03	0.05	0.08	0.08