
REVUE DES DYKES DE LAMPROPHYRES ET USAGE POUR L'EXPLORATION

Projet 2016-06

Par : Lucie Mathieu Ph.D.
2016



AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver. Le CONSOREM ne peut être tenu responsable pour des décisions prises sur la base de ces résultats.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non commerciales en citant la référence suivante :

Mathieu, L., 2017. Revue des dykes de lamprophyres et usage pour l'exploration. Rapport, Projet CONSOREM 2016-05, 95 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Courriel : consorem@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Les lamprophyres ont fait l'objet d'un engouement dans les années 80 surtout parce qu'on les voyait comme la source de l'or dans les ceintures de roches vertes. Plusieurs travaux dans les années 90 ont réfuté ce rôle et depuis, les études sur les lamprophyres archéens sont moins abondantes. Une vision maintenant plus acceptée est qu'il n'y a pas de lien génétique entre les dépôts d'or et de lamprophyres. Cependant, les lamprophyres sont communs dans les ceintures de roches vertes, en particulier à proximité des gisements d'or, et pourraient avoir des implications indirectes pour l'exploration comme marqueur de faille importante et d'efficacité de conduit pour la circulation hydrothermale. Ce projet est avant tout une revue, et permettra au lecteur d'identifier plus facilement ce magma atypique. Les principales caractéristiques des lamprophyres shoshonitiques, plus communs en Abitibi et qui sont ceux ayant un lien temporel et spatial avec les gisements d'or, sont : 1) faibles volumes de magma (dyke ou cheminée) à phénocristaux de biotites et/ou d'amphiboles, avec feldspaths restreints à la matrice (*facies lamprophyre*) ; et 2) enrichissement en éléments incompatibles (*LILE*, *HFSE*, *ÉTR*) et compatibles (Cr, Ni, Co), et anomalie Ta-Nb-Ti (pour les magmas de l'Abitibi en tout cas). L'application systématique de ces critères distinctifs permettra sans doute d'obtenir une image plus précise de la distribution des lamprophyres en Abitibi. Une fois que cela sera fait, il sera alors possible de mieux répondre à la question du lien entre lamprophyres et gisements d'or, et de déterminer comment ces intrusions peuvent être utiles à l'exploration. Ce rapport est une première étape dans ce cheminement et vise à aider le lecteur à identifier les lamprophyres.

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement.....	ii
Résumé	iii
Table des matières	iv
Liste des figures	v
Liste des tableaux.....	vii
1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS.....	1
2 INTRODUCTION.....	2
2.1 Définitions.....	3
3 GÉODYNAMIQUE.....	5
4 DESCRIPTION : CHIMIE ET MINÉRALOGIE	8
4.1 Généralités	8
4.2 Minéralogie	9
4.3 Séquence de cristallisation.....	11
4.4 Géochimie.....	14
5 CLASSIFICATION.....	17
5.1 Classification : petit historique	17
5.2 Classification actuelle : IUGS	20
6 RELATION AVEC LES GISEMENTS D'OR.....	23
7 ALTÉRATION.....	25
7.1 Exemple de lamprophyres altérés.....	25
7.1.1 Région de Kambalda	25
7.1.2 Rodingite.....	26
7.1.3 Province de Supérieur	26
8 LAMPROPHYRES de l'ABITIBI	27
8.1 Région de Timmins-Kirkland Lake.....	28
8.1.1 Généralités sur les lamprophyres de Timmins-Kirkland Lake.....	28
8.1.2 Dépôt de Canadian Arrow	29
8.1.3 Relation entre syénites et lamprophyres	30
8.2 Relations entre lamprophyres et intrusions felsiques.....	30
8.2.1 Otto Stock, Kirkland Lake	31
8.2.2 Murdock CÉTRk, Kirkland Lake	32
8.3 Autres lamprophyres de l'Abitibi	32
8.3.1 Suite de Bristol, ouest de l'Abitibi – lamprophyres ultramafiques	32
8.3.2 Lamprophyres recoupant des dépôts de Ni-Cu et de SMV.....	33
8.3.3 Formation de Haüy, Chibougamau.....	34
8.4 Lamprophyres associés aux carbonatites	36
8.5 Des lamprophyres et des diamants (Province de Supérieur).....	37
8.5.1 Sous-provinces d'Abitibi et de Wawa	38

8.5.2	Ceinture de Michipicoten	38
9	LES LAMPROPHYRES DE LA BAIE JAMES.....	39
9.1.1	Secteur Eeyou Istchee	40
9.1.2	Indice Brèche, tonalite La Grande Sud	41
10	COMPILATION DE DONNÉES CHIMIQUES	43
10.1	Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi	43
10.2	Contenu en Au des lamprophyres	47
10.3	Données de Osisko Ltd. (Baie-James).....	48
10.4	Données du GEOROC	49
10.5	Données du SIGEOM.....	51
11	LAMPROPHYRES DE MALARTIC LAKESHORE.....	55
11.1	Lamprophyres de Malartic Lakeshore : échantillons de F. Guay	55
11.2	Lamprophyres de Malartic Lakeshore : échantillons FG-07 et FG-02	63
11.2.1	Chimie des phases minérales	63
11.2.2	Échantillon FG-07	65
11.2.3	Échantillon FG-02	66
11.3	Lamprophyres de Malartic Lakeshore : conclusions	66
12	CONCLUSIONS	68
	RÉFÉRENCES	69
	ANNEXE I – FG-07.....	80
	ANNEXE II – FG-02.....	88

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Diagramme Bt/(Bt+Hnbl) vs Or/feldspath (illustration de la classification de Rock ; voir section 5.1). Notez que le diagramme TiO ₂ /P ₂ O ₅ vs CaO/Al ₂ O ₃ (Rock, 1991) est possiblement un équivalent de ce diagramme.....	10
Figure 2 : Diagramme de phase illustrant la séquence de cristallisation d'un basalte alcalin (tiré de Yoder et Tilly, 1962, p.111). Notez qu'à forte P _{H₂O} , l'amphibole cristallise de façon très précoce.	12
Figure 3 : Diagramme de phase simplifié illustrant la séquence de cristallisation d'un basalte andésitique riche en eau (tirée de Moore et Charmichael 1998). Notez qu'à forte P _{H₂O} , l'amphibole cristallise de façon très précoce.	13
Figure 4 : Diagramme ternaire du système néphéline - kalsilite - quartz (tiré de Bucholz et al., 2014).....	13
Figure 5 : Contenu en Ni et Mg# des lamprophyres de la Province de Supérieur (tiré de Wyman et al., 1995).....	15
Figure 6 : Exemples de spectres des éléments du groupe platine (ÉGP) et autres éléments pour quelques lamprophyres (tirés de Kerrich et Wyman, 1994). « Distribution normalisée des ÉGP, Cu, Au et Ni au niveau A) des lamprophyres frais distaux shoshonitiques B) et au niveau des lamprophyres altérés proximaux aux dépôts aurifères ».	16
Figure 7 : Diagrammes multiéléments tirés de Camiré et al., (1993) : A) dyke d'amphibolite du Pontiac (lamprophyre shoshonitique métamorphisé) ; B) compilation de shoshonites et de syénites de l'Abitibi ; C) compilation de lamprophyres shoshonitiques de la Province de Supérieur.....	16

Figure 8 : Exemple de spectres des ÉTR pour des lamprophyres du Complexe de Roaring River (tiré de Stern et Hanson, 1992). Spectres Ba + ÉTR normalisés aux chondrites des dykes de lamprophyre et de l'échantillon no.92a de monzodiorite ultra magnésienne.	16
Figure 9 : Champs compositionnels des lamprophyres ultramafiques (UML), alcalins (AL) et calco-alcalins (CAL) montrés sur le diagramme TAS (d'après Rock, 1987). Notez la superposition entre les différents groupes, et la superposition avec les lamproïtes (tiré de Gill, 2010).	19
Figure 10 : Champs compositionnels (éléments majeurs) des lamprophyres ultramafiques (UML), alcalins (AL) et calco-alcalins (CAL) montrés sur divers diagrammes (d'après Rock, 1984 et 1986).	19
Figure 11 : Diagramme multiélément comparant des lamprophyres du Supérieur de types : ultramafiques d'âge protérozoïque (noir) et shoshonitique d'âge archéen (gris) (tiré de Kerrich et Wyman, 1994).	20
Figure 12 : Système séquentiel de l'IUGS permettant de classer les roches ignées : les roches atypiques (lamprophyres inclus) sont d'abord classées sur des bases modales, puis les roches volcaniques et plutoniques sont classées selon des critères chimiques (diagramme de Le Maitre, 2002, modifié par Tappe et al., 2005). Abréviations : AL (lamprophyre alcalin), CAL (lamprophyre calco-alcalin ou shoshonitique), UML (lamprophyre ultramafique).	22
Figure 13 : Carte de la Sous-province d'Abitibi (SIGEOM et OGS), montrant la position des lamprophyres mentionnés dans la littérature scientifique.	27
Figure 14 : Carte de la partie québécoise de la Sous-province d'Abitibi (SIGEOM 2016), montrant la position des lamprophyres mentionnés dans la littérature scientifique et les lamprophyres identifiés par le MERN.	27
Figure 15 : Cartographie d'un essaim de lamprophyres (tiré de Watson, 1957).	35
Figure 16 : Carte de la Baie-James (SIGEOM, 2016), montrant la position des lamprophyres identifiés par le MERN.	39
Figure 17 : Lamprophyres du secteur Eeyou Istchee (n=24) représentés sur un diagramme multiélément (ordre des éléments tiré de Pearce, 2008).	41
Figure 18 : Lamprophyres du secteur Eeyou Istchee (n=24) représentés sur le spectre des ÉTR.	42
Figure 19 : Contenus en éléments majeurs des lamprophyres de la <i>Mexican Volcanic Belt</i> (tiré de Bucholz et al., 2014).	44
Figure 20 : Contenus en éléments majeurs des lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi compilés dans le cadre de ce projet. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).	45
Figure 21 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur les principaux diagrammes de discrimination. Cet exercice montre que ce type de diagrammes ne permet pas d'identifier les lamprophyres.	45
Figure 22 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur un diagramme multiélément (ordre des éléments tiré de Pearce, 2008).	46
Figure 23 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur un diagramme multiélément (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 - modifiés).	46
Figure 24 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur le spectre des ÉTR.	47
Figure 25 : Contenu en Au des lamprophyres de la Province de Supérieur.	48
Figure 26 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres compilés par Osisko Ltd. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).	48
Figure 27 : Spectre des ÉTR et diagramme multiélément des lamprophyres de la base de données d'Osisko.	49
Figure 28 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres du GEOROC. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).	49
Figure 29 : Diagramme multiélément des lamprophyres de la base de données du GEOROC (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).	50
Figure 30 : Spectre des ÉTR des lamprophyres de la base de données du GEOROC.	50

Figure 31 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres de l'Abitibi et de la base de données du SIGEOM. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).....	51
Figure 32 : Diagramme multiéléments des lamprophyres de l'Abitibi de la base de données du SIGEOM (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).....	52
Figure 33 : Spectre des ÉTR des lamprophyres de l'Abitibi de la base de données du SIGEOM.	52
Figure 34 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres du Supérieur et du Grenville, provenant du SIGEOM. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al. (2014).....	53
Figure 35 : Diagramme multiélément des lamprophyres du Supérieur et du Grenville provenant de la base de données du SIGEOM (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).	53
Figure 36 : Spectre des ÉTR des lamprophyres du Supérieur et du Grenville provenant de la base de données du SIGEOM.	54
Figure 37 : Photographie de la lame mince 09A (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 26% vol), biotite-chlorite (vert, 34% vol), feldspath (blanc, 30% vol), épidote (noir, 3% vol), et calcite (jaune, 7% vol).	57
Figure 38 : Photographie de la lame mince 03A (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 56% vol), biotite-chlorite (vert, 6% vol), feldspath (blanc, 33% vol), et épidote (noir, 5% vol).....	58
Figure 39 : Photographie de la lame mince 01B (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 15% vol), biotite-chlorite (vert, 32% vol), feldspath (blanc, 38% vol), et épidote (noir, 16% vol).....	59
Figure 40 : Spectres des ÉTR normalisés au manteau primitif, montrant : a) les échantillons analysés et classés comme lamprophyre et tonalite par F. Guay ; et b) les échantillons FG-02 (« tonalite ») et FG-07 (« lamprophyre ») comparés aux analyses de lamprophyres de l'Abitibi compilées dans le cadre de ce projet (traits noirs, voir section 10.1).	62
Figure 41 : Diagrammes multiéléments : a) des lamprophyres et tonalites ; et b) des échantillons FG-02 et FG-07 comparés aux analyses de lamprophyres de l'Abitibi compilées dans le cadre de ce projet (traits noirs, voir section 10.1) (ordre de Pearce, 2008).....	63
Figure 42 : Composition chimique et classification des biotites.	64
Figure 43 : Composition chimique et classification des amphiboles (FG-07) sur le graphique de Leake et al.,(1997), pour les Ca-amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A < 0,5$. Les losanges évidés correspondent à des amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A \geq 0,5$ et qui ont été classées à l'aide d'un autre graphique.64	
Figure 44 : Composition chimique et classification des amphiboles (FG-02) sur le graphique de Leake et al., (1997), pour les Ca-amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A < 0,5$. Les losanges évidés correspondent à des amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A \geq 0,5$ et qui ont été classées à l'aide d'un autre graphique. Une analyse, qui provient d'une amphibole Ca-Na (magnésiokatophorite), n'est pas représentée.	65

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Classification simplifiée des lamprophyres de Rock (1991) (tiré de Morin,1998).....	18
Tableau 2 : Classification simplifiée des lamprophyres de Rock (1987) (tiré de Gill, 2010).....	18
Tableau 3 : Principales caractéristiques du contenu en ÉTR des lamprophyres et « tonalites ».	61

1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Les lamprophyres ont fait l'objet d'un engouement dans les années 80, car on les voyait comme la source de l'or dans les ceintures de roches vertes (voir références de Rock et Rock et Groves). Les années 90 ont servi à réfuter cette vision (voir Kerrich et Wyman principalement), et depuis, les études sur les lamprophyres archéens sont moins abondantes.

La vision largement acceptée aujourd'hui est qu'il n'y a pas de liens génétiques entre les dépôts d'or et les lamprophyres. Cependant, les lamprophyres sont communs dans les ceintures de roches vertes, en particulier à proximité des gisements d'or, et pourraient avoir une utilité pour l'exploration.

Ce projet vise tout d'abord à documenter ces intrusions atypiques, afin de faciliter leur identification sur le terrain. Leurs caractéristiques minéralogiques et chimiques seront donc présentées en détail. En pratique, il est proposé que les lamprophyres ont deux principales utilités :

- Ce sont des marqueurs chronologiques importants : ils font partie des derniers magmas qui se sont mis en place en Abitibi, et sont contemporains (pré-, syn- ou post-minéralisation selon les cas) de la formation des gisements d'or orogéniques;
- Ce sont possiblement des indicateurs du régime de contrainte qui dominaient au moment de la mise en place des gisements d'or orogéniques. Leur fréquence anormale à un endroit donné pourrait indiquer une ancienne zone d'extension favorable à la remontée de fluides et de faibles volumes de magmas.

2 INTRODUCTION

Ce projet s'intéresse au lien entre les magmas de type lamprophyre et les gisements d'or orogéniques, afin de déterminer quelle utilité les lamprophyres peuvent avoir pour l'exploration.

Selon les contextes, plusieurs types de liens peuvent exister entre magmatisme et minéralisations, et ces liens sont :

- **spatiaux**, parfois **structuraux** lorsque les magmas et les fluides empruntent les mêmes structures, ou lorsque les fluides utilisent les fractures formées dans une unité plus compétente (comme une intrusion felsique par exemple);
- **chimique**, lorsque le fluide interagit avec un encaissant riche en fer, par exemple, pour déposer ses métaux (certaines intrusions sont parfois plus riches en fer que leur encaissant);
- le magma peut être la source de **chaleur** du système hydrothermal (les VMS sont l'exemple type);
- **génétique** : le magma peut être la source de chaleur, de fluides, et de métaux (ex. épithermaux, RIRGS, porphyres, possiblement IOCG et quelques gisements d'or de l'Abitibi). Pour d'autres gisements, le magma est la source des métaux et des processus responsables de la formation du gisement (dépôts de Ni-Cu-PGE magmatiques).

En Abitibi, le lien entre les gisements d'or et les intrusions felsiques tardi-orogéniques de faibles volumes (d'affinité calco-alcaline ou alcaline) n'est pas toujours clair (ex. projet CONSOREM 2014-06 ; Mathieu, 2015). En ce qui concerne le lien entre lamprophyres et or, il existe deux principales visions : (1) lien génétique; les lamprophyres sont la source de l'or (vision de Rock); et (2) coïncidence spatiale, les fluides et les magmas utilisent les mêmes structures (vision de Kerrich, Wyman, et autres, largement acceptée aujourd'hui) (voir section 6). Il semble cependant que les lamprophyres soient plus communs à proximité des gisements d'or (voir section 6).

Les lamprophyres sont intéressants pour les raisons suivantes :

- les lamprophyres peuvent être des marqueurs chronologiques, mais qui ne sont pas toujours facilement identifiables. La compilation proposée ici permettra de faciliter l'identification et la classification de ces roches atypiques;
- les lamprophyres ne contribuent probablement ni à l'or, ni aux fluides, ni comme source de chaleur aux systèmes minéralisateurs. Par contre, ils sont contemporains des gisements d'or et, comme toute intrusion de faible volume, ils sont de très bons indicateurs structuraux. L'auteur de ce rapport suggère que ceci est possiblement leur principale utilité pour l'exploration.

2.1 Définitions

Le magmatologie utilise un vocabulaire particulier qui est sommairement rappelé ci-dessous.

Le vocabulaire utilisé dans ce rapport est le suivant :

- ÉTR : Éléments de terres-rares (*Rare Earth Element* (REE))
- ÉTRLg : Éléments de terres-rares légers (*Heavy ÉTR* (HREE))
- ÉTRLd : Éléments de terres-rares lourds (*Light ÉTR* (LREE))
- Éléments incompatibles
 - LILE : *Large Ion Lithophile Element* « Élément lithophile à grand rayon ionique »
 - HFSE : *High Field Strength Element* « Élément à petit rayon ionique et forte charge »
- **Compatible** : « élément qui a des affinités pour le manteau et les magmas mafiques », qui entre dans la structure des minéraux mafiques (Ni est compatible dans la plupart des situations, car il entre facilement dans la structure de l'olivine) ;
- **Incompatible** : « élément qui aime le magma », qui est enrichi dans la croûte. Il ne s'agit PAS d'une caractéristique intrinsèque : le comportement compatible/incompatible dépend du contexte (p.ex. quand le zircon cristallise, alors Zr devient compatible) ;
- **Cogénétique** : magmas formés dans les mêmes conditions (même événement de fusion partielle par exemple). Les magmas cogénétiques ne sont pas forcément comagmatiques (la composition de la source et les particularités de la fusion partielle peuvent différer, ce qui produira des magmas parentaux différents) ;
- **Comagmatique** : magmas ayant un même magma parental (donc toujours cogénétiques), qui sont formés dans les mêmes conditions à partir de sources semblables ; ensemble de roches que l'on peut relier par un processus de cristallisation fractionnée.

Il existe plusieurs séries magmatiques, les deux principales étant : (1) séries subalcalines, qui comprennent principalement les suites **calco-alcalines** (TTG, BADR) et **tholéitiques**; et (2) les séries **alcalines**. Ce type de roches peut être classé à partir des diagrammes TAS (Le Bas et al., 1986) et AFM (Wager et Deer, 1939). Certains magmas appartenant à ces grandes séries sont riches en K (ultra-K, shoshonites), et peuvent être identifiés avec un diagramme K_2O vs SiO_2 (Peccerillo et Taylor, 1976). Il existe aussi de très nombreux diagrammes qui permettent de classer les magmas communs parmi les principaux ensembles.

Il existe aussi toute une variété de magmas qui n'entrent pas dans les principaux groupes (ou qui possèdent des caractéristiques de plusieurs des principaux groupes) : les lamprophyres font partie de ces derniers. Pour les lamprophyres, les diagrammes TAS, AFM, K_2O vs SiO_2 , et autres sont inutiles. Ces roches sont principalement identifiées sur des bases modales (voir section 5). Il existe trois grandes variétés de lamprophyres : dans ce rapport, nous nous intéresserons principalement à la variété appelée : **lamprophyre calco-alcalin = lamprophyre shoshonitique**.

Shoshonite (définition ; voir Morrison, 1980) : groupe qui est presque saturé en silice, à des ratios Fe_2O_3/FeO élevés, est enrichi en K-Na-LILE-Al, pauvre en Ti et faiblement enrichi en Fe. C'est un groupe qui ne peut pas être classé de façon claire parmi les roches alcalines ou calco-alcalines : les shoshonites sont enrichies en LILE et alcalins comme les suites alcalines, et sont riches en Al-Ca-Si-Mg comme les suites calco-alcalines. Dans les arcs volcaniques, les shoshonites sont situées à plus grande distance de la fosse et/ou se forment tardivement dans l'évolution de l'arc. Il y a également une progression entre les magmas calco-alcalin, calco-alcalin riche en K, et les shoshonites. Les shoshonites sont générées dans des contextes où un manteau enrichi en zone de subduction subit de faibles degrés de fusion partielle à grande profondeur (Bloomer et al., 1989) : les contextes incluent les subductions obliques, les rifts d'arrière-arc, et les terranes post-orogéniques (Venturelli et al., 1984; Bloomer et al., 1989; Gill et Whelan, 1989; Wyman et Kerrich, 1989a, et 1993).

Sanukitoïde (« granodiorite riche en Mg ») : magmas provenant de la fusion (au moins en partie) d'une source basaltique, et se mettant en place principalement entre 2,7 Ga et 2,3 Ga. Ces magmas sont riches en Mg, K, ÉTRLg ÉTRLd, et autres incompatibles. Les équivalents archéens et modernes pourraient être les suites TTG et les adakites, respectivement. Ces magmas peuvent être spatialement et temporellement liés aux lamprophyres, mais les sources sont différentes.



3 GÉODYNAMIQUE

Comprendre le contexte géodynamique dans lequel un magma se forme permet : 1) de classer ce magma correctement ; et 2) d'éclairer sa relation avec les gisements d'or.

Il existe plusieurs types de lamprophyres. En Abitibi, et dans la province de Supérieur en général, les lamprophyres shoshonitiques sont les plus fréquents, mais quelques lamprophyres ultramafiques (c.-à-d. qui ressemblent aux kimberlites) sont également observés. Cette section se focalise sur les lamprophyres shoshonitiques, bien que certaines caractéristiques reportées ci-dessous s'appliquent à tous les types de lamprophyres.

Les lamprophyres sont enrichis en éléments compatibles (Cr, Co, Ni, Mg), ont des Mg très élevés, et contiennent communément des xénolites du manteau. Ces caractéristiques indiquent une **source mantellique** et une contamination crustale faible à inexistante.

Les lamprophyres peuvent être appauvris en ÉTRLd. Il a donc été proposé que leur source soit un basalte avec grenat comme résidu de fusion (*slab*) (Arth et Hanson, 1975 ; Barker et Arth, 1976 ; Martin, 1986), mais cette théorie ne fait plus consensus. Pour les lamprophyres alcalins, une contribution sédimentaire (c.-à-d. fusion de sédiments subductés) est possible (Wyman et Kerrich, 1993).

Les lamprophyres sont enrichis en *LILE*, ÉTRLg, éléments volatiles et éléments compatibles. Ils peuvent contenir des brèches éruptives, pegmatite, et ocelli, (voir définition ci-dessous ; Rock, 1984). La théorie qui fait aujourd'hui consensus est plutôt celle d'une source mantellique modifiée (métasomatisée), qui a été enrichie en *LILE* par, possiblement, des fluides (Shirey et Hanson, 1984 ; Jaques et al., 1986 ; Bergman, 1987 ; Menzies et Hawksworth, 1987 ; Rock et Groves, 1988 ; Wyman et Kerrich, 1989 ; Stern et al., 1989). La source est probablement un **manteau appauvri** ou réfractaire qui a déjà subi la fusion partielle (voir études isotopiques de Wyman et Kerrich, 1989 et 1993) qui aurait ensuite été **métasomatisé** ou fertilisé (enrichissement en *LILE*-ÉTRLg) (Wyman et al., 2002 et 2006). Les expériences montrent que l'on peut produire un magma shoshonitique (lamprophyre ou autres) par fusion d'un manteau métasomatisé qui contient de la phlogopite (Conceição et GÉTRn, 2004).

Les **fluides** enrichis en K-Rb-Ba-Zr qui ont modifiés le manteau pourraient provenir du noyau terrestre (Edgar, 1983), et avoir transporté l'or depuis le noyau vers le manteau (Rock et Groves, 1988a). Plus probablement, les fluides proviennent de la croûte. Pour Wyman (ex. Wyman et al., 2006), ces fluides proviennent de la plaque subductée (« *slab* ») et les lamprophyres correspondent à une preuve de subduction tardi-archéenne.

La fusion partielle s'est produite à **grande profondeur**, ce qui a tendance à rendre les magmas plus mafiques. Certains lamprophyres contiennent des diamants, ce qui indique des profondeurs de fusion partielle > 150 km (Mitchell, 1986 ; Jaques et al., 1986 ; Rock, 1987a). La plupart des études sur les lamprophyres indiquent une génération (ou une équilibration finale avant ascension) à 1150-1200°C et 1,5-2 GPa (p.ex. Feldsten et Lange, 1999), bien que certains se soient équilibrés à plus faibles profondeurs (p.ex. Richter et Carmichael, 1996).

Le magma a été produit par de **faibles degrés de fusion partielle** (surtout pour les variétés enrichies en alcalins, en K). Les estimés sont d'environ 5% de fusion partielle (Bloomer et al., 1989 ; Gill et Whelan, 1989), ce qui rend ces magmas très sensibles à l'hétérogénéité de la source (Wyman et al., 2006). De faibles degrés de fusion partielle expliquent aussi les très faibles volumes de ces magmas (volume < à celui des intrusions alcalines tardi-tectoniques en Abitibi, par exemple).

Les lamprophyres sont enrichis en fluides, contiennent des xénolites, sont associés avec des essaims de dykes ou des grandes structures d'extension crustale, et sont peu à pas différenciés et contaminés (c.-à-d. ont peu interagi avec la croûte). Ces caractéristiques indiquent une **remontée rapide** depuis leurs sources mantelliques, le long de grandes structures (Sparks et al. ; 1977 ; Spera, 1984). Il est possible que ce soit la richesse en éléments volatils de ces magmas qui promeuve leurs remontées rapides (par analogie avec les kimberlites et lamproïtes).

Dans la Province de Supérieur, les lamprophyres shoshonitiques ont les caractéristiques suivantes :

- Ils sont très répandus dans le Supérieur (Stern et Hanson, 1992);
- Ils sont parfois vus comme faisant partie de l'association magmatique sanukitoïde (Shirey et Hanson, 1986 ; Lafèche et al., 1991), et correspondent souvent à la dernière manifestation des suites modérément alcalines (Wyman et al., 2006) ;
- Dans le Supérieur et ailleurs, les lamprophyres apparaissent à la fin de l'Archéen (Wyman et Kerrich, 1988, Kerrich et Wyman, 1990) ;
- Ils apparaissent à 2,7 Ga (de 2710 Ma au nord à 2670 Ma au sud ; idem pour les dépôts d'or (voir âges compilés par Kerrich et Wyman, 1994 – p.17), pendant l'accrétion des terranes allochtones (tectonique transpressive tardive), et sont restreints aux frontières entre ces terranes (Wyman et Kerrich, 1989a et 1993, Card, 1990).
- Ils sont spatialement et temporellement liés aux suites tardi-tectoniques composées de syénite, monzonite, monzodiorite, et/ou roches volcaniques potassiques (Sims et Mudrey, 1972; Schulz et al. 1979; Schulz, 1982; Carter, 1985; McNeil et Kerrich, 1986; Wyman and Kerrich, 1989; McCall et al., 1990).

En Abitibi, les lamprophyres s'insèrent dans la chronologie de la façon suivante :

- La collision entre l'Abitibi et le Pontiac a possiblement été complétée aux environs de 2690 Ma (Corfu et al. 1991 ; Feng et Kerrich, 1992 ; Mueller et al. 1996). Le changement de chevauchement à mouvements transpressifs aurait pu avoir lieu à 2690-2680 Ma (Mueller et al., 1996) ;
- Les suites intrusives tardi-tectoniques (2680-2670 Ma) sont : syénites, monzonites à quartz, granites, volcanites shoshonitiques, et lamprophyres. Il s'agit de magmas provenant d'un manteau métasomatisé (Feng et Kerrich, 1992 ; Wyman et Kerrich, 1993) enrichi en *LILE*, P, et volatils (Wyman et Kerrich, 1989, McCall et al., 1990);

- Ces magmas se mettent en place pendant le déclin de l'activité magmatique, lorsque les conditions deviennent favorables à la formation de magmas alcalins (Wyman et Kerrich, 1989). L'association entre magmatisme alcalin et lamprophyre est typique des derniers stades de développement des arcs volcaniques (Ujike, 1985; Wyman et Kerrich, 1988; 1989, Kerrich et Feng, 1992), et la présence de ces intrusions est utilisée par Kerrich et Wyman pour argumenter qu'il y avait une zone d'arc en Abitibi;
- Parmi ces magmas, les plus enrichis en *LILE* et *ÉTRLg* sont : trachyte shoshonitiques, syénites à feldspath alcalin avec ou sans quartz, et les lamprophyres. Ces magmas sont tous situés le long de structures tans-lithosphériques (Feng et Kerrich, 1992 ; Wyman et Kerrich, 1993).

Au Québec et ailleurs, les lamprophyres sont communément spatialement et temporellement liés à des suites shoshonitiques, sanukitoïdes, et/ou alcalines, parce que ces magmas partagent des sources et des conditions de formations similaires. Par exemple, pour produire un magma alcalin, il faut : (1) de faibles degrés de fusion partielle (donc un manteau qui n'est pas trop chaud, ce qui peut expliquer que les magmas alcalins les plus anciens soient seulement tardi-archéens), (2) une lithosphère métasomatisée, et (3) possiblement du CO₂ (qui promeut la sous-saturation en Si) (Blichert-Toft et al., 1996).

La différence entre la production d'un magma alcalin vs un magma de type lamprophyre shoshonitique est probablement due à des sources légèrement différentes (plus de volatils pour les lamprophyres ?), à des degrés de fusion partielle différents (degrés plus faibles pour les lamprophyres ?) et/ou à des profondeurs de fusion partielle différentes (fusion à grande profondeur pour les lamprophyres). Dans certains cas cependant, les lamprophyres sont vus comme le magma parental des intrusions alcalines felsiques (syénites), et dans d'autres cas, les deux types de magmas sont interprétés comme s'étant mis en place au même endroit, en même temps, mais à partir de sources différentes (voir section 7).

4 DESCRIPTION : CHIMIE ET MINÉRALOGIE

Les lamprophyres sont identifiés sur des bases morphologiques, chimiques et minéralogiques. Cette section s'applique principalement aux lamprophyres shoshonitiques.

4.1 Généralités

Les lamprophyres forment des intrusions de faible volume (dykes, lopolites, laccolites, et stocks) qui n'ont généralement ni bordures figées, ni eu d'effet thermique notable sur leurs encaissants (Wyman et Kerrich, 1989). Ils sont reportés dans tous les temps géologiques depuis l'Archéen tardif (depuis 2,7 Ga environ ; Kerrich et Wyman, 1994).

Il s'agit de magmas mafiques à ultramafiques qui sont généralement peu différenciés, bien qu'il y ait des exceptions (p.ex. minette felsique de la suite Mexicaine ; Richter et Carmichael, 1996). Ils présentent souvent une zonation interne, qui résulte soit d'un écoulement différentiel (*flow differentiation*, ségrégation, concentration des phénocristaux au milieu d'un dyke par un processus mécanique), soit de multiples injections (Rock, 1987).

Leur caractéristique principale est de contenir des phénocristaux de biotite et/ou d'amphibole dans une matrice de feldspath. La présence d'ocelli (voir définition ci-dessous ; Rock, 1984) et de minéraux primaires comme la calcite et la zéolite sont aussi des particularités rares dans d'autres types de magmas.

Les lamprophyres *sensu stricto* sont des magmas distincts des autres grandes séries magmatiques formés par des processus qui leur sont propres. Le terme « facies lamprophyre » (Mitchell, 1994b) est descriptif et peut désigner des lamprophyres *sensu stricto*, ainsi que tout ce qui ressemble à des lamprophyres, mais qui n'en sont pas, tels que les dykes de dolérite ayant subis une altération potassique (voir dykes compilés par Hodgson et Troop, 1988), les variantes texturales d'autres types de magmas (ex. partis d'un complexe intrusif ayant interagi avec des fluides, etc.). Il n'est pas toujours facile d'identifier les « vrais » lamprophyres, car ces intrusions sont souvent spatialement et temporellement (voir génétiquement) liées à des complexes felsiques de plus gros volumes. Le but principal de ce rapport est d'aider le lecteur à faire cette distinction, car la présence de lamprophyres sur le terrain n'a pas la même signification que la présence, par exemple, de dykes doléritiques altérés.

Les lamprophyres sont souvent temporellement associés à des épisodes d'injection de gros volumes de granodiorite (Rock, 1991). Ils sont souvent observés en bordure des granites et autres intrusions felsiques, où ils s'injectent généralement de façon tardive (Rock, 1977 ; Jackson et al., 1998). Les lamprophyres ne sont cependant pas de simples variantes texturales des complexes intrusifs auxquels ils sont associés : ils ont des caractéristiques chimiques distinctes, qui dénotent une source et des conditions de formation différentes (c.-à-d. séries cogénétiques, mais pas comagmatiques) (p.ex. Bucholz et al., 2014).

Dans d'autres cas, les lamprophyres sont vus comme le magma parental de syénites (ex. pluton de Murdock CÉTRk ; Rowins et al., 1993) (voir aussi : Macdonald et al., 1986 ; Thompson et Fowler, 1986 ; Rock, 1987a; Rock et Hunter, 1987; Fowler, 1988; Nemex, 1988; et Leat et al., 1988).

4.2 Minéralogie

Les lamprophyres sont définis par Mitchell (1994b) comme un « facies » (terme descriptif, sans implication géodynamique) qui possède les caractéristiques suivantes :

- Phénocristaux de mica et/ou d'amphibole (et de clinopyroxène et mellilite parfois, mais SANS feldspath). Les cristaux ont souvent une forme parfaite (automorphe) ;
- Matrice à feldspath, feldspathoïde, amphibole, biotite, carbonate, mellilite, pyroxène, pérovskite, oxyde, apatite, titanite, olivine ou quartz, et/ou verre. Les feldspaths sont restreints à la matrice : ceci est l'une des principales caractéristiques de ces roches.

Les caractéristiques des minéraux sont les suivantes :

- Biotite : phlogopite;
- Amphibole : souvent pargasite ou Mg-hornblende (lamprophyres calco-alcalins) ;
- Olivine : souvent remplacée par des hornblendes radiaires (pilitite). Les olivines et leurs pseudomorphes ne sont pas fréquemment observés ;
- Diopside et autres pyroxènes : souvent remplacés par d'autres minéraux ;
- Calcite et autres carbonates, chlorite, limonite, kaolin, zéolite : peuvent être primaires. Cependant, les lamprophyres sont souvent altérés, alors reconnaître le caractère primaire ou secondaire de ces minéraux est difficile ;
- **Ocelli** (« structure globulaire » ; Rock, 1984 ; Appel et al., 2009) : assemblages de quartz-feldspath radiaires arrondis, pouvant contenir des bordures de corrosion à augite-hornblende (xénolites ?). Ils sont vus comme des xénolites, des gouttelettes de magma immiscible, ou comme des cavités remplies de quartz-feldspath par des processus secondaires. Un exemple de ce type de structure correspond aux ségrégations arrondies à calcite et \pm feldspath-chlorite-biotite reportés dans des dykes du Lorrain Township (Williams, 2002).

Les variétés de lamprophyres shoshonitiques sont nommées en fonction des deux minéraux qui prédominent (Mitchell, 1994b). Ces noms sont dérivés de localités types (Figure 1) :

- **Minette** : biotite + orthoclase;
- **Kersantite** : biotite + plagioclase;
- **Vogesite** : hornblende + orthoclase;
- **Spessartite** : hornblende + plagioclase.

Diverses variétés de lamprophyres sont souvent décrites au même endroit, et les transitions d'une variété à l'autre sont graduelles. Par exemple, Bucholz et al. (2014) étudient une intrusion alcaline associée à deux séries de lamprophyres : une à amphibole et une à biotite. Ces auteurs ont aussi compilé diverses analyses de lamprophyres qui leur permettent de conclure que :

- **Série à biotite** : la biotite cristallise à partir de magmas riches en K et ayant un K/Na élevé, et pauvres en Al et riches en Ti (un contenu faible en Al et élevé en Ti augmente le champ de stabilité de la biotite). La biotite peut se former même si le magma contient assez peu d'eau (mais il doit en contenir quand même);
- **Série à amphibole** : l'amphibole cristallise si le contenu en H₂O est suffisamment élevé. S'il n'y a pas assez d'eau, c'est la biotite ou le pyroxène qui se formera, selon la composition du magma. Les lamprophyres à amphiboles sont statistiquement plus riches en Al et plus pauvres en K-Ti que ceux à biotite;
- **Autres considérations** : il est possible que les minettes proviennent d'une source plus profonde et aient été produites par des taux de fusion partielle plus faibles (car les minettes contiennent souvent plus de *LILE-HFSE-ÉTRLg*) que les variétés à amphiboles (Schand et al., 2004).

Ainsi, les paramètres qui contrôlent la formation de biotite et d'amphibole sont différents, ce qui peut expliquer pourquoi les deux types de magmas peuvent se former aux mêmes endroits. D'après ces informations, les variétés ont les caractéristiques chimiques suivantes :

- **Minette** : K, Ti;
- **Kersantite** : K-Na, Ti;
- **Vogesite** : H₂O, K;
- **Spessartite** : H₂O, Na-Ca.

Une complication supplémentaire correspond au problème des « antécristaux » : il est possible qu'une bonne partie des phénocristaux aient été récupérés par le magma lors de sa remontée ou hérités d'autres magmas durant des mélanges, etc. (antécristaux), et que les analyses de roche totale et la classification en variétés aient peu de sens (p.ex. Ubide et al., 2014).

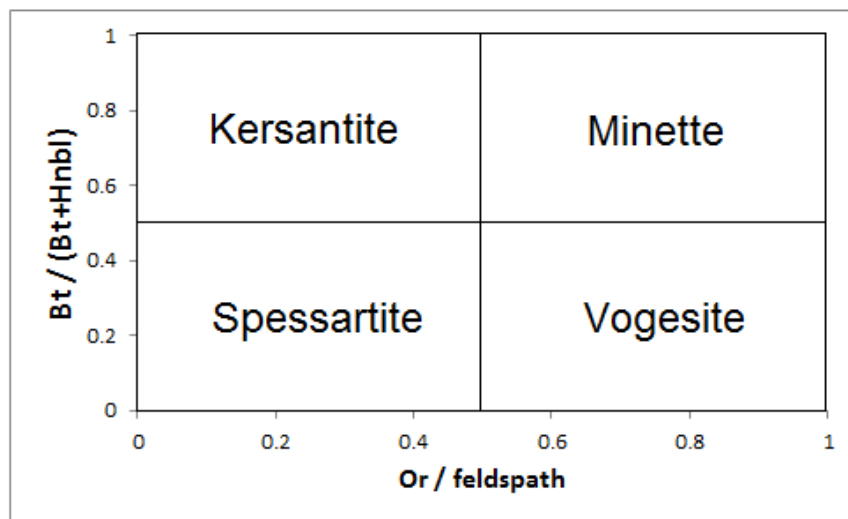


Figure 1 : Diagramme Bt/(Bt+Hnbl) vs Or/feldspath (illustration de la classification de Rock ; voir section 5.1). Notez que le diagramme TiO₂/P₂O₅ vs CaO/Al₂O₃ (Rock, 1991) est possiblement un équivalent de ce diagramme.

4.3 Séquence de cristallisation

Une roche à phénocristaux d'amphibole et/ou de biotite dans une matrice à feldspath dénote d'une séquence de cristallisation atypique.

Dans les systèmes naturels, quelques séquences de cristallisation des lamprophyres sont reportées :

- **Esperanca et Holloway (1987)** : minette contenant phlogopite + clinopyroxène + olivine. L'olivine cristallise précocement à grande profondeur, sa présence indique que le magma est remonté rapidement et ne s'est pas rééquilibré à faible profondeur. Des expériences sur des minettes à olivine montrent que la séquence de cristallisation est : Ol + CPX, Ol + CPX + phlogopite, CPX + phlogopite;
- **Murphy et al. (2013)** : exemple de cristallisation de Ol + Px en profondeur, puis ont réagi avec un magma riche en eau pour former de la hornblende ;
- **Ubide et al. (2014)** : cristallisation précoce de clinopyroxène et d'amphibole à P et a_{H_2O} élevés;
- **Bucholz et al. (2014)** : les lamprophyres à biotite ont cristallisé Ol + Cpx, puis biotite, puis feldspath.

En fait, l'olivine est souvent une phase précoce, qui réagit ensuite avec le magma pour former de la phlogopite (pour les lamprophyres à biotite) (voir indications reportées par Wyman et Kerrich, 1993) lorsque le magma est suffisamment riche en K.

Les champs de stabilités de biotite et amphibole ont été étudiés par divers auteurs :

- **Yoder et Tilly (1962)** : des expériences de cristallisation d'un basalte tholéitique à P_{H_2O} élevée montrent que la séquence de cristallisation est olivine, pyroxène, amphibole, et plagioclase en dernier (Fig.1 et Fig.3) (note : dans une séquence « classique » type Bowen, le plagioclase cristallise précocement). Le mica ne cristallise que pour les compositions alcalines ;
- **Cawthorn et Brown (1976)** : diagramme de phase hypothétique montrant le champ de stabilité de l'amphibole qui laisse la place à celui de la biotite lorsque le contenu en K du magma augmente (note : similaire à la séquence de Bowen, c.-à-d. amphibole puis biotite). Aussi, amphibole cristallisera plutôt que grenat si les conditions sont oxydantes;
- **Esperanca et Holloway (1987)** : La réaction « olivine + magma = phlogopite » se produit dans le manteau supérieur ou à la base de la croûte. Olivine, phlogopite, et clinopyroxène ne peuvent coexister qu'à ce type de profondeurs;
- **Murphy (2013)** : Le champ de stabilité de l'amphibole augmente aux dépens de celui de olivine-orthopyroxène si la P_{H_2O} est élevée (voir aussi expériences par Yoder et Tilly 1962, Moore et Charmichael, 1998, Muntener et al., 2001, Grove et al., 2002 et 2005).

Notez que la présence d'eau dépolymérise le magma, ce qui réduit sa viscosité et pourrait faciliter la croissance rapide des phénocristaux d'amphibole (Mysen, 1977 et 1988).

Les lamprophyres shoshonitiques sont aussi nommés en fonction des types de feldspaths qu'ils contiennent. Le type de feldspath qui cristallise ne dépend pas uniquement de la composition du magma, car les champs de stabilité d'albite, orthoclase (et quartz) varient en fonction de la pression et de H₂O (Fig.4).

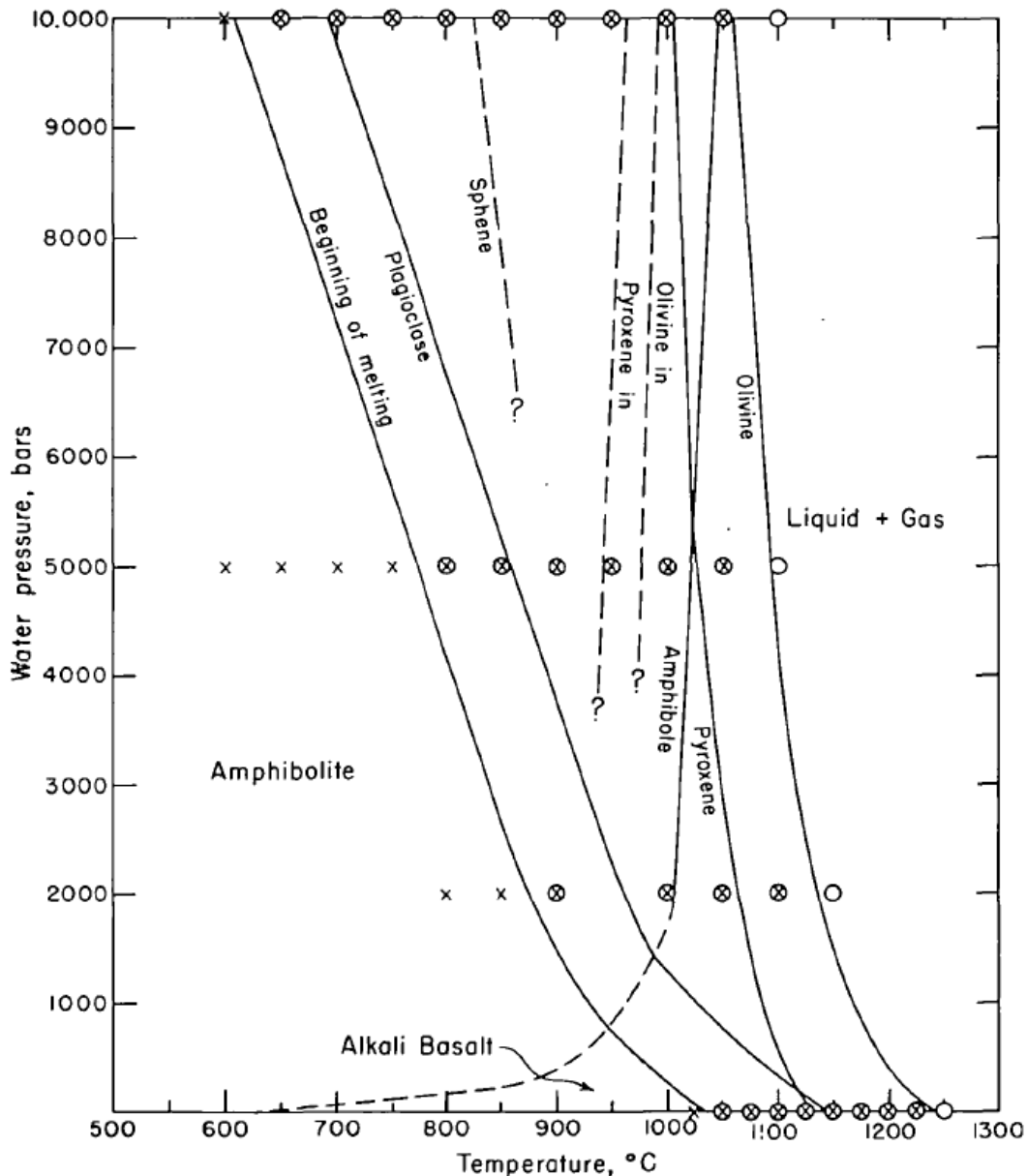


Figure 2 : Diagramme de phase illustrant la séquence de cristallisation d'un basalte alcalin (tiré de Yoder et Tilly, 1962, p.111). Notez qu'à forte P_{H₂O}, l'amphibole cristallise de façon très précoce.

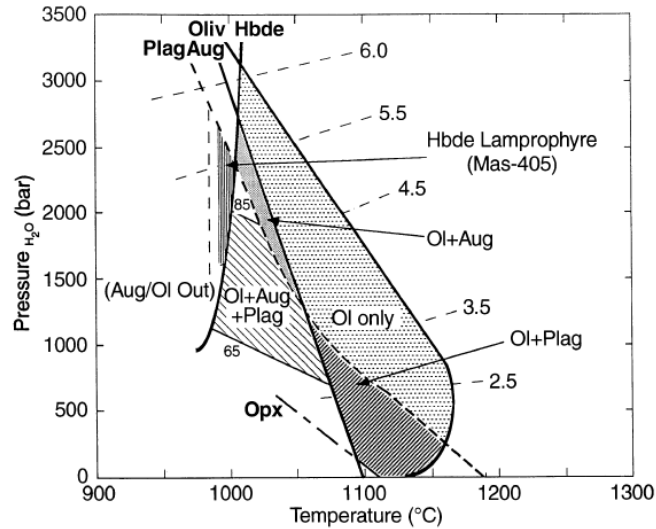


Figure 3 : Diagramme de phase simplifié illustrant la séquence de cristallisation d'un basalte andésitique riche en eau (tirée de Moore et Charmichael 1998). Notez qu'à forte P_{H_2O} , l'amphibole cristallise de façon très précoce.

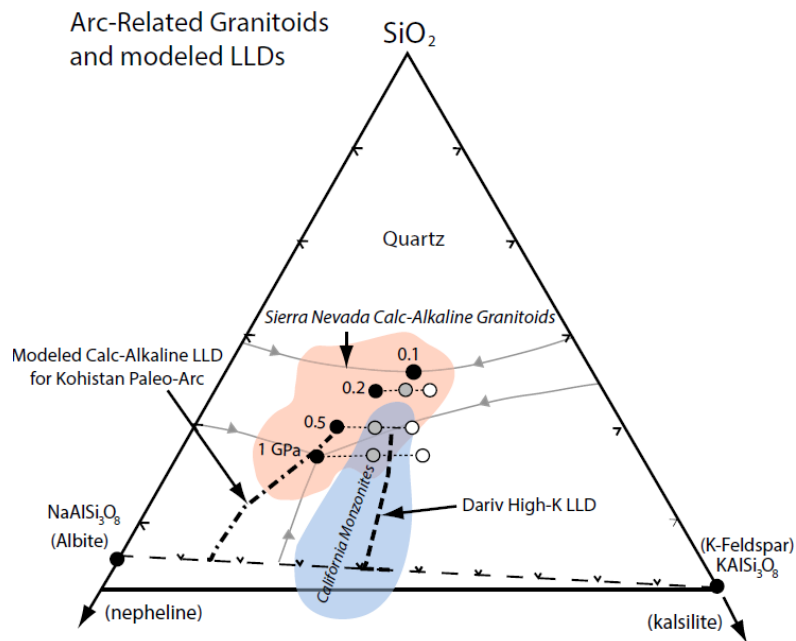


Figure 4 : Diagramme ternaire du système néphéline - kalsilite - quartz (tiré de Bucholz et al., 2014)

Agrandissement de la partie contenant albite - K feldspath - quartz. La position des minimums (eutectiques) est montrée pour des P_{H_2O} de 0,3 (cercle blanc), 0,5 (cercle gris), et 1 (cercle noir), et pour différentes pressions (notez comment l'eau et la P influent sur les champs de stabilité de Qz, Ab, et Or). Les LLD (*liquid line of descent*) sont modélisées pour diverses séries magmatiques.

4.4 Géochimie

La chimie des lamprophyres shoshonitiques archéens est similaire à celle des variétés post-archéennes, car les sources sont les mêmes (Wyman et al., 1995).

Leurs caractéristiques principales sont :

- Ultra-K (> 3% pds K_2O), pour certains. Pour les variétés alcalines, sous-saturation en silice. Pour les variétés shoshonitiques, ces caractéristiques peuvent être très différentes;
- Riches en compatibles : enrichis en Na, Mg, Ni, Cr, Co, avec un Mg# élevé (mafique à ultramafiques). Le Mg# de ces roches est probablement souvent proche de celui de leurs magmas parentaux (p.ex. Kerrich et Wyman, 1994) (Fig.5);
- Riches en *LILE*, ÉTRLg. Riches en lithophiles (K, Ba, Cs, Rb, P, ...);
- Relative déplétion en *HFSE* (Zr, Hf, Nb, Ta, Ti) pour les shoshonites du Supérieur (Wyman et al., 1995);
- Ratios *LILE*/ÉTRLg et *LILE*/*HFSE* proches de ceux des magmas d'arc, et ratios comparables entre les lamprophyres archéens et phanérozoïques (Hawksworth et al., 1979 ; Perfit et al., 1980 ; Gill 1981, Kerrich et Wyman, 1994), mais les lamprophyres sont généralement plus enrichis en *LILE*-ÉTRLg (Rock 1987 ; Wyman et Kerrich, 1989a). En effet, les ratios *LILE*/ÉTRLg (p.ex. Sr/Nd) et *LILE*/*HFSE* élevés (ex. Ba/Nb, Th/Ta) indiquent la présence de fluides enrichis en *LILE* (par rapport à ÉTRLg et *HFSE*) (Ellam et Hawkesworth, 1988). Le fractionnement des ratios *LILE*/*HFSE* (c.-à-d. les appauvrissements en Ta, Nb, Ti, Zr, Hf) pourrait être causé par le métasomatisme ou par une phase qui retiendrait ces éléments dans le manteau (Arculus, 1987 ; McCulloch and Gamble, 1991).
- Riches en volatiles (H_2O , CO_2)

Les lamprophyres shoshonitiques de la Province de Supérieur ont une anomalie négative en Ta-Ti-Nb, que l'on peut observer sur un diagramme multiélément (**anomalie TNT**), qui est une signature des zones de subduction modernes (c.-à-d. que l'anomalie caractérise les manteaux métasomatisés ; Pearce, 1983, Peccerillo et al., 1984). Diverses hypothèses ont été proposées pour expliquer l'anomalie TNT :

- Une phase retient ces éléments à la source (Venturelli et al., 1984 ; Thompson et al., 1983 et 1984). Un résidu de fusion partielle comme la titanite est un bon candidat pour expliquer cette anomalie (Rowins et al., 1993). La titanite est stabilisée par des fusions partielles à faible profondeur et des sources oxydées (Hellman et GÉTRn, 1979 ; GÉTRn, 1980 et 1981). La magnétite est aussi un candidat, mais elle accommode moins de Ti, Ta, et Nb (GÉTRn et Pearson, 1987).
- Les fluides métasomatiques n'ont pas enrichi le manteau en Ta, Nb, et Ti (Pearce, 1983), car ces éléments sont trop peu solubles, même à P-T élevées. Ceci semble être confirmé par des études expérimentales (p.ex. Baier et al., 2008).

Les lamprophyres shoshonitiques du Supérieur ont les contenus suivants en métaux nobles :

- **Contenu en Au** : $3,0 \pm 1,8$ ppb, ce qui est proche de la moyenne de la croûte supérieure (2 ppb ; Feng et al. 1993). Il n'y a pas de covariance entre Au et *LILE*, ce qui indique que le métasomatisme n'a pas enrichi le manteau source en or (Kerrich et Wyman, 1994). Les lamprophyres altérés contiennent parfois plus d'or, parce que l'or provient des fluides minéralisateurs (Wyman et Kerrich, 1989b) et pas parce que les lamprophyres ont transporté l'or (comme proposé par Rock et al. 1989).
- **Contenu en PGE** : Les lamprophyres ont des spectres des EGP-Ni-Cu-Au similaires (Fig.6), mais les lamprophyres altérés proche des gisements d'or ont des contenus en or anormaux d'après ces spectres (Kerrich et Wyman, 1994; Wyman et al., 1995). Ce type de spectres pourrait être utilisé pour identifier les lamprophyres anormalement enrichis en or (c.-à-d. ceux modifiés par un fluide contenant de l'or ; voir sections 5 et 10).
- **Contenu en Au-EGP** : consistant avec une source appauvrie (manteau réfractaire) (Kerrich et Wyman, 1994).
- **Contenu en Au, As, Sb, Bi, W, Ti, B, Cu, Pb, Zn** : abondances similaires à celles de la croûte terrestre (Kerrich et Wyman, 1994).

Les caractéristiques principales des lamprophyres shoshonitiques du Supérieur sont : enrichissement en *LILE*, en compatibles, et anomalie TNT. Ceci leur confère des spectres multiéléments très particuliers (Fig.7).

Leurs spectres des *ÉTR* montrent des enrichissements en *ÉTRLg*, des contenus faibles en *ÉTRLd*, et généralement pas d'anomalies en Eu (le feldspath ne cristallise pas précocement) (Fig.8).

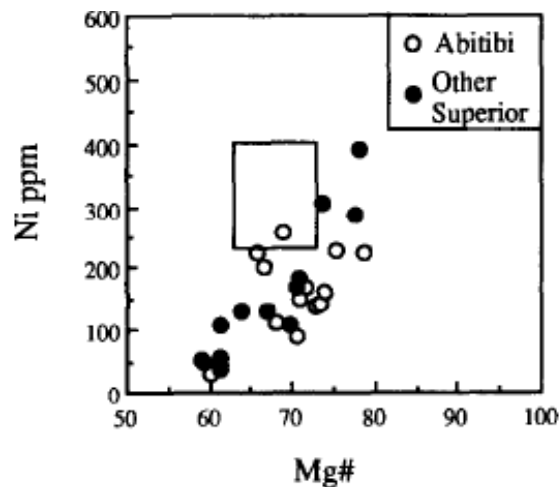


Figure 5 : Contenu en Ni et Mg# des lamprophyres de la Province de Supérieur (tiré de Wyman et al., 1995).

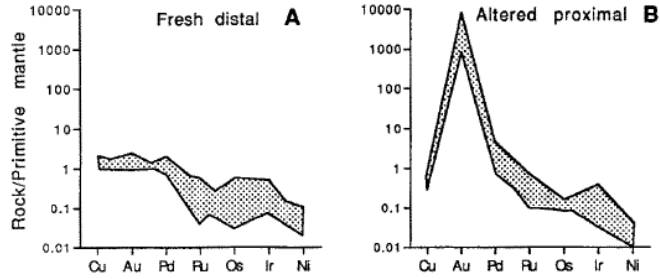


Figure 6 : Exemples de spectres des éléments du groupe platine (ÉGP) et autres éléments pour quelques lamprophyres (tirés de Kerrich et Wyman, 1994). « Distribution normalisée des ÉGP, Cu, Au et Ni au niveau A) des lamprophyres frais distaux shoshonitiques B) et au niveau des lamprophyres altérés proximaux aux dépôts aurifères ».

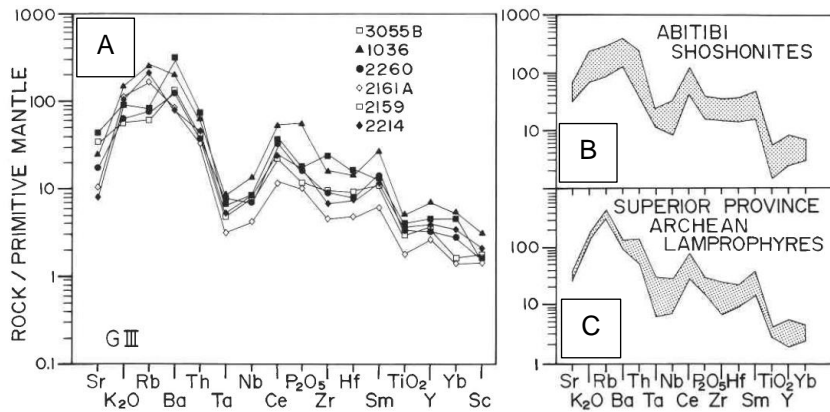


Figure 7 : Diagrammes multiéléments tirés de Camiré et al., (1993) : A) dyke d'amphibolite du Pontiac (lamprophyre shoshonitique métamorphisé) ; B) compilation de shoshonites et de syénites de l'Abitibi ; C) compilation de lamprophyres shoshonitiques de la Province de Supérieur.

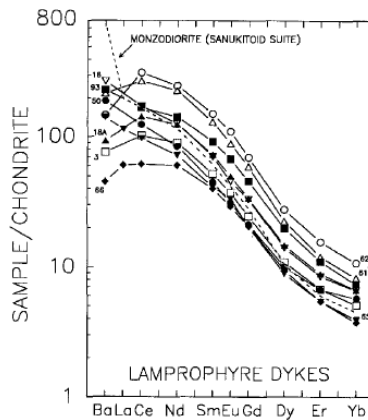


Figure 8 : Exemple de spectres des ÉTR pour des lamprophyres du Complexe de Roaring River (tiré de Stern et Hanson, 1992). Spectres Ba + ÉTR normalisés aux chondrites des dykes de lamprophyre et de l'échantillon no.92a de monzodiorite ultra magnésienne.

5 CLASSIFICATION

Les lamprophyres s'insèrent mal dans la classification des roches magmatiques, car leur place dans la géodynamique est mal comprise (Mitchell, 1996). Ils sont aussi difficiles à classer, car il s'agit d'intrusions de petit volume souvent très altérées qui n'ont pas d'équivalents extrusifs (c.-à-d. qu'il est difficile d'étudier leurs magmas parentaux et qu'il est difficile de déterminer leurs contenus pré-altération en éléments majeurs).

Il est aujourd'hui largement admis, cependant, que les lamprophyres sont des magmas distincts et ne doivent pas être confondus avec les magmas suivants :

- **Lamproïtes** : roche mafique-ultramafique ultra-potassique riche en volatils et ayant une minéralogie très particulière. Du point de vue géodynamique, les lamproïtes sont à rapprocher des kimberlites (les deux types sont d'ailleurs des producteurs de diamants importants).
- **Kimberlite** : roche mafique-ultramafique potassique riche en olivine et volatils et ayant une minéralogie particulière.

5.1 Classification : petit historique

Le terme lamprophyre date de 1874 (Gumel) et a ensuite été utilisé pour désigner les roches qui n'entraient pas dans les autres classifications (Rosenbusch, 1877).

Dans les années 80-90, Rock a tenté de mettre un peu d'ordre dans la classification. Les lamprophyres font l'objet d'une classification modale indépendante depuis les années 90 (LeBas et Streickeisen, 1991). Dans la plupart des articles sur l'or orogénique, c'est la classification de Rock qui est utilisée. Cette classification utilise des noms de localités types afin de prendre en compte toutes les particularités minéralogiques de ces roches (classification complexe, mais les noms de localité sont encore utilisés aujourd'hui, car ce sont des termes descriptifs utiles).

Cependant, Rock considère que les lamprophyres, lamproïtes, et kimberlites font partie du même « clan » (Tableau 1), ce qui ne correspond pas à la vision moderne, qui considère les lamprophyres comme des magmas distincts. Aussi, plusieurs lamprophyres ultramafiques, riches en carbonates ou en feldspathoïdes de Rock sont aujourd'hui considérés comme liés aux systèmes carbonatitiques (p.ex. aillikite).

Rock (1987) distingue trois grandes familles de lamprophyres (Tableau 2. Fig.9, Fig.10, Fig. 11).

- **Lamprophyres calco-alcalins** (ou shoshonitiques, appelés « andésitiques », « andésite riche en K » parfois) : mafiques, à phénocristaux de biotite et/ou d'amphibole (hornblende souvent), avec des feldspaths dans la matrice (mais sans feldspathoïdes), avec SiO₂ souvent > 46% pds et enrichis en K, Ba, Rb, F, CO₂, etc. (Rock, 1984). Ces lamprophyres sont souvent associés aux plutons alcalins dans les ceintures orogéniques, et sont les seuls ayant un lien avec les dépôts d'or orogéniques.

Le caractère calco-alcalin aurait pu être acquis suite à des interactions avec la croûte (Rock, 1984 et 1987), mais des études chimiques plus récentes montrent que la

contamination est faible à inexistante dans ces roches (c.-à-d. que les magmas primaires sont vraiment calco-alcalins).

- **Lamprophyres alcalins** : ultramafique, à phénocristaux de kaersutite (Ca-amphibole) ou de Ti-augite zonée, avec parfois des feldspathoïdes dans la matrice. Ils sont associés aux syénites ou aux complexes carbonatitiques (rifts continentaux, cratons, îles océaniques).

Lamprophyres ultramafiques : ultramafique, à phénocristaux de phlogopites, olivine et/ou augite, contenant pérovskite, carbonate et/ou mellilite dans la matrice, et avec SiO₂ < 20-36% pds souvent. Ils sont associés aux centres alcalins ultramafiques ou aux carbonatites, et aux syénites des rifts continentaux, intra-cratoniques, etc. (p.ex. Downes et al., 2005). Cette variété est transitionnelle avec les carbonatites.

Tableau 1 : Classification simplifiée des lamprophyres de Rock (1991) (tiré de Morin, 1998).

Lamprophyres calco-alcalins (shoshonitiques)	Lamprophyres alcalins	Lamprophyres ultramafiques	Lamproïtes	Kimberlites
Minette Vogésite Kersantite Spessartite	Camptonite Monchiquite Sannaite	Aillikite Alnoïte Damtjernite Ouachitite Polzénite	Lamproïte à Ol Fitzroyite Jumilite Wyomingite Cocite, etc.	Groupe I Groupe II

Tableau 2 : Classification simplifiée des lamprophyres de Rock (1987) (tiré de Gill, 2010).

Group	Lamprophyre name	Main phenocryst minerals	Felsic mins in groundmass
CAL	minette vogesite kersantite spessartite	biotite > hornblende hornblende > biotite biotite > hornblende hornblende > biotite	alkali feldspar > plag alkali feldspar > plag plag > alkali feldspar plag > alkali feldspar
AL	sannaite camptonite monchiquite	kaersutite ± Ti-augite kaersutite ± Ti-augite kaersutite ± Ti-augite	(alkali fsp > plag) >foïd (plag > alkali fsp) >foïd analcite ± glass
UML	alnôite aillikite damkjernite*	phlog ± olivine ± augite oliv ± HCP ± amph ± phlog biotite ± Ti-augite	mellilite ± perovskite ± calcite calcite ± perovskite nepheline ± calcite ± alk fsp

* This is the established name, albeit based on a mis-spelling of the Norwegian type locality 'Damtjern'.

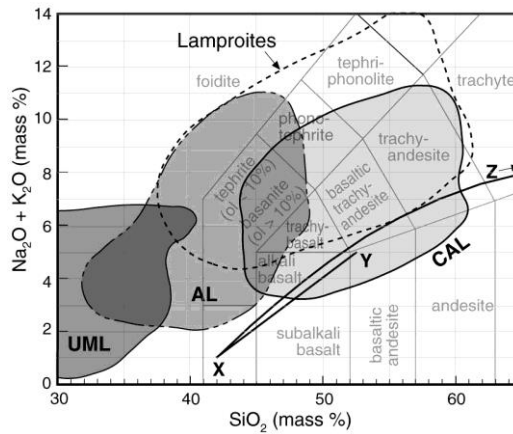


Figure 9 : Champs compositionnels des lamprophyres ultramafiques (UML), alcalins (AL) et calco-alcalins (CAL) montrés sur le diagramme TAS (d'après Rock, 1987). Notez la superposition entre les différents groupes, et la superposition avec les lamproïtes (tiré de Gill, 2010).

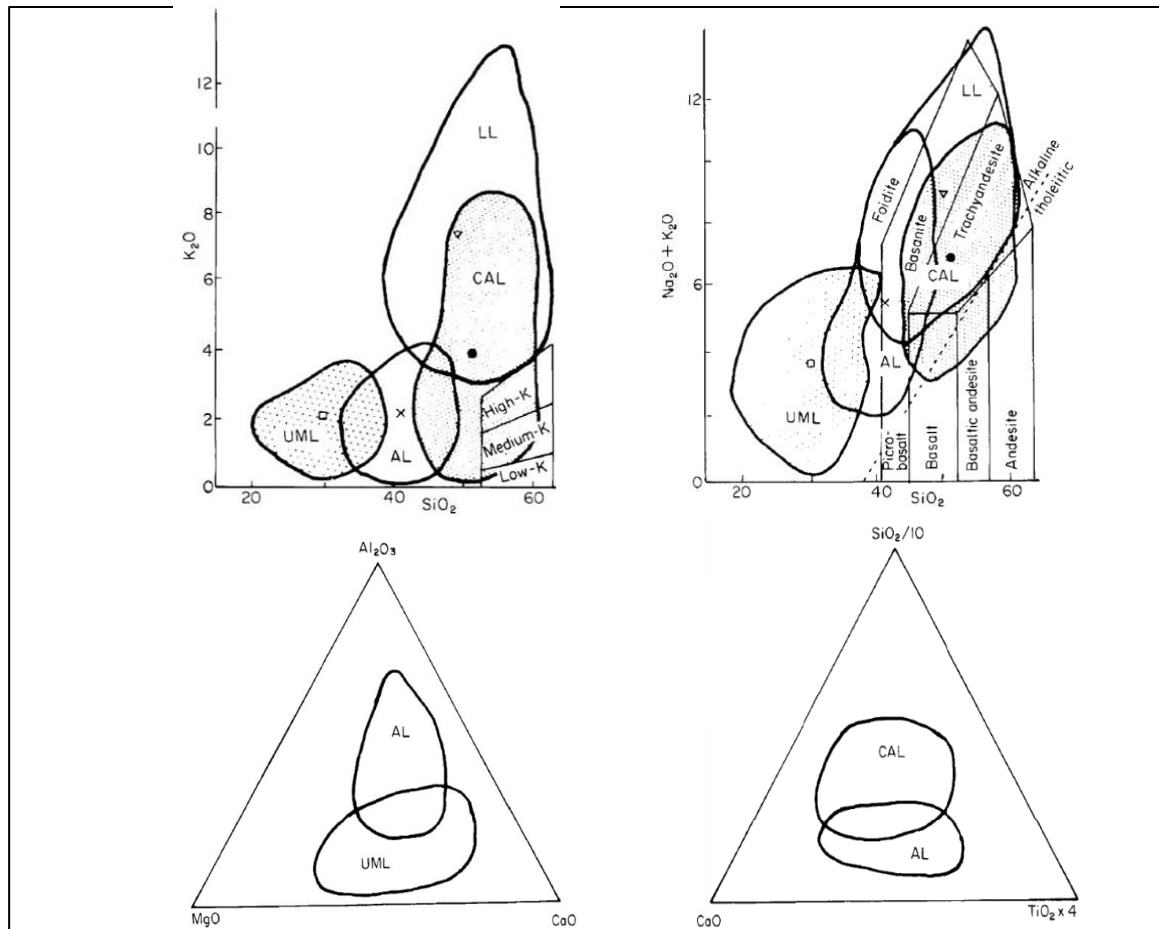


Figure 10 : Champs compositionnels (éléments majeurs) des lamprophyres ultramafiques (UML), alcalins (AL) et calco-alcalins (CAL) montrés sur divers diagrammes (d'après Rock, 1984 et 1986).

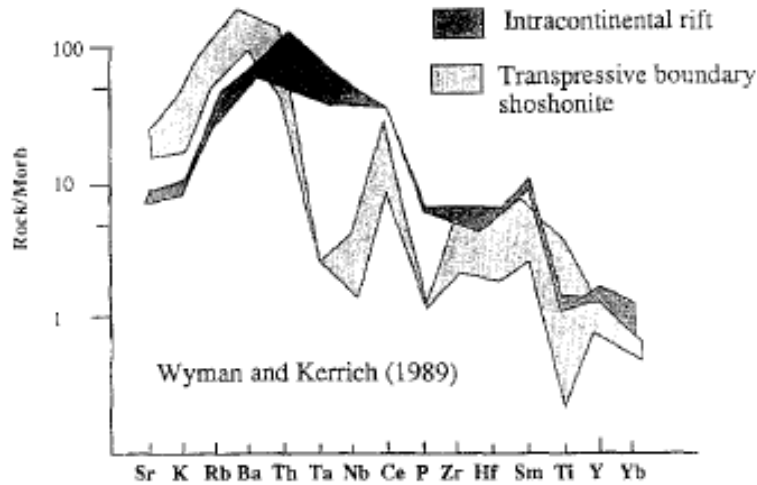


Figure 11 : Diagramme multiélément comparant des lamprophyres du Supérieur de types : ultramafiques d'âge protérozoïque (noir) et shoshonitique d'âge archéen (gris) (tiré de Kerrich et Wyman, 1994).

5.2 Classification actuelle : IUGS

Il n'existe pas de classification modale (pas de diagramme Streckeisen) ou chimique (pas de diagramme TAS) pour les lamprophyres. Ils sont classés à part par l'IUGS selon leurs textures et compositions modales (Le Maitre et al., 1989). La classification de l'IUGS utilise divers critères pour classer les roches atypiques (lamprophyres inclus) avant de renvoyer à la classification des roches plus communes (plutonique et volcanique) à partir du diagramme TAS (Fig.12).

Ils sont aujourd'hui distingués des lamproïtes et kimberlites, ce qui signifie que les termes « clan lamprophyre » et « roches lamprophyriques » de Rock (1987) ne sont plus utilisés (Wooley et al., 1996 ; Le Maitre, 2002). La classification des variétés en fonction des noms de localités (p.ex. minette, vogesite, etc.) persiste, car elle est facile à utiliser sur le terrain (Le Maitre, 2002).

La définition générale est : « **petits volumes de magmas à phénocristaux de biotite et/ou d'amphibole** (avec \pm clinopyroxène, mellite, etc.) **et feldspaths (voir feldspathoïdes) restreints à la matrice** (avec carbonate, monticellite, mellilite, mica, amphibole, pérovskite, oxydes de Fe-Ti et verre) (ex. Mitchell, 1994b). »

En ce qui concerne l'origine de ces roches, deux grandes visions s'opposent :

- **Vision de Rock** : « *clan lamprophyre* », ayant une genèse particulière (*magmas distincts*);
- **Vision de Mitchell (p.ex. 1994b)** : « facies lamprophyre », roches différenciées dans des conditions particulières (présence de fluides, etc.), mais correspondant à des types communs de magmas présentant des textures étranges, observés en marge des grands complexes plutoniques.

Note : les deux types existent probablement, selon les cas. Le terme lamprophyre regroupe, aujourd'hui encore, des magmas ayant des chimies très variées (voir section 10) et qui pourraient ne pas tous avoir une origine similaire (c.-à-d. que le mot « lamprophyre » pourrait, aujourd'hui encore, regrouper des magmas n'ayant pas grand-chose en commun, et que la classification va certainement évoluer à l'avenir lorsque la compréhension de la genèse de ces magmas s'améliorera).

La classification de l'IUGS intègre les lamprophyres alcalins et calco-alcalins. Les lamprophyres ultramafiques ont été intégrés plus récemment (Tappe et al., 2005) et comprennent les variétés suivantes : alnoïte (matrice riche en mélilite), ailikite (à carbonate primaire), et damtjernite (matrice à néphéline et/ou feldspath alcalin).

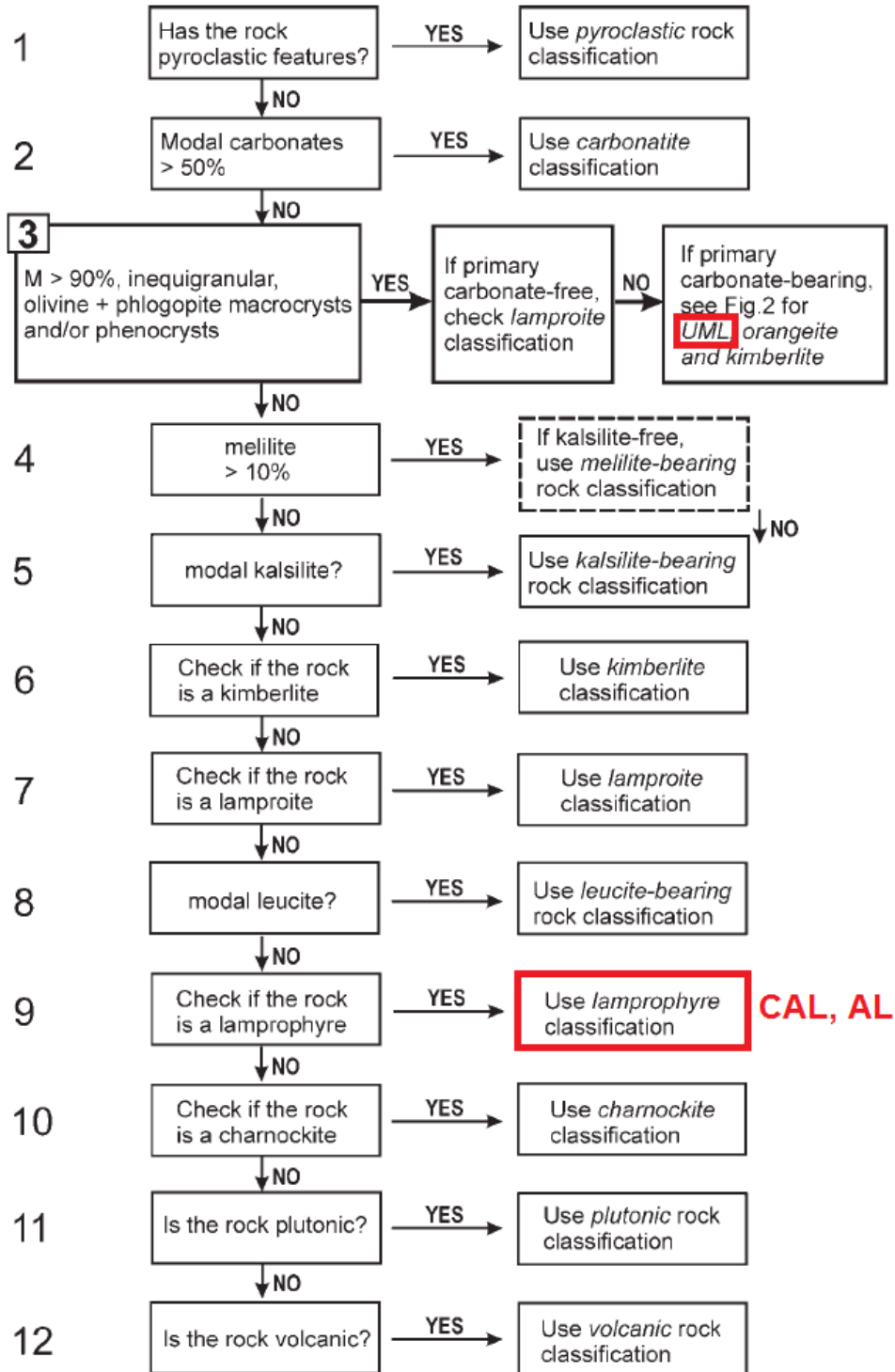


Figure 12 : Système séquentiel de l'IUGS permettant de classer les roches ignées : les roches atypiques (lamprophyres inclus) sont d'abord classées sur des bases modales, puis les roches volcaniques et plutoniques sont classées selon des critères chimiques (diagramme de Le Maitre, 2002, modifié par Tappe et al., 2005). Abréviations : AL (lamprophyre alcalin), CAL (lamprophyre calco-alcalin ou shoshonitique), UML (lamprophyre ultramafique).

6 RELATION AVEC LES GISEMENTS D'OR

Les lamprophyres shoshonitiques, qui sont la variété la plus commune en Abitibi (Wyman et Kerrich, 1989), sont vus comme de bons indicateurs des gisements d'or par les prospecteurs : « Là où il y'a des lamprophyres, il y a souvent de l'or » (McLennan, 1915 et Boyle, 1979). Il y a une corrélation spatiale statistique entre l'or et les lamprophyres, qui n'est pas due à un biais d'échantillonnage (Hodgson et Troop, 1988). L'association concerne principalement les minettes, mais cette relation est difficile à faire puisque plusieurs variétés de lamprophyres sont généralement présentes au même endroit (Macdonald et al., 1989).

Il y a un lien structural fort entre les lamprophyres et les gisements d'or (c.-à-d. que les fluides et ces magmas empruntent les mêmes structures). Les lamprophyres sont souvent le dernier événement intrusif d'une zone, et se mettent en place avant ou après les dépôts d'or, selon les cas.

La relation entre les dépôts d'or et les lamprophyres a fait l'objet de deux visions distinctes :

- **(1) Relation génétique avec l'or** : vision ancienne promue par Rock (voir articles des années 80-90). Rock voyait les lamprophyres comme la source de l'or (Rock, 1991), comme ayant pu contribuer Au-S-CO₂ et chaleur aux systèmes hydrothermaux, et comme possible magma primitif des syénites. Les lamprophyres auraient relâché leur or en interagissant avec la croûte (Rock et Groves, 1988a). La présence de lamprophyres dans les districts aurifères est fréquente et pourrait indiquer que des processus mantelliques interviennent dans le processus de formation des gisements d'or (p.ex. Perring et al., 1989, Rock et Groves, 1993).

Note sur le modèle ancien : Des études poussées de la chimie de ces magmas montrent qu'ils ne sont pas particulièrement riches en or et qu'ils n'interagissent pas avec la croûte (Kerrich et Wyman, 1994), et les études géochronologiques montrent qu'ils ne sont pas toujours contemporains des minéralisations (voir références ci-dessous).

- **(2) Aucune relation avec l'or** : La vision moderne est qu'il n'y a pas de lien génétique direct entre les lamprophyres et l'or, et ceci a été démontré sur plusieurs gisements suite à des études structurales et géochronologiques (McNeil et Kerrich, 1986; Muller et al., 1992, Taylor et al., 1994; Dubé et al., 2004). Les lamprophyres ne sont pas enrichis en or et, lorsqu'ils le sont, c'est à cause d'un processus d'altération (Kerrich et Wyman, 1994 ; Wyman et al., 1995). Les lamprophyres empruntent les mêmes structures que celles qui canalisent les fluides hydrothermaux des gisements d'or. Le lien entre les deux est spatial, mais pas génétique (Kerrich, 1986; Wyman et Kerrich 1989; Kerrich et Wyman, 1994; Dubé et al. 2004). Les lamprophyres correspondent à de très faibles volumes de magmas, et même s'ils étaient enrichis en or, ils ne contribueraient qu'à très peu de métal (et de volatils) au système.

Les lamprophyres shoshonitiques doivent être vus comme le produit de la fusion partielle à faible degré d'un manteau appauvri métasomatisé qui peut avoir lieu pendant un rebond post-collision (p.ex. Kerrich et Wyman, 1994). Les lamprophyres sont donc plutôt des magmas riches en volatiles qui se mettent en place dans les ceintures de roches vertes à des moments où beaucoup de fluides y circulent, c.-à-d. lorsque les gisements d'or se forment.

Dans la Province de Supérieur et dans le carton de Yilgarn, les lamprophyres shoshonitiques ont les caractéristiques suivantes d'après Kerrich et Wyman, 1994 :

- Phénocristaux de phlogopite, parfois clinopyroxènes, et matrice à feldspath, carbonate, et micas. Il s'agit souvent de minette (les kersantites sont plus rares). Des agrégats de biotite et chromite altérées en magnétite pauvre en Ti indiquent la présence d'olivine. La présence de ces phases indique une cristallisation en profondeur (base de croûte ou manteau supérieur);
- Le feldspath est alcalin (le plagioclase est plus rare). Leurs cœurs riches en Ba indiquent une croissance rapide (Le Cheminant et al., 1987);
- Ils contiennent calcite, et parfois dolomite pour les plus altérés;
- Les minéraux accessoires sont : chromite, F-apatite, titanite, etc. ;
- Les altérations les plus communes sont : albitisation des feldspaths, et chloritisation des biotites.

Il y a très peu de chances que les lamprophyres contribuent de l'or ou des fluides aux systèmes minéralisateurs (ils contiennent peu d'or et interagissent très peu avec la croûte avant de se solidifier). Par contre, ils ont l'utilité suivante :

- Ce sont des marqueurs chronologiques importants. Ils ont des âges similaires à ceux des gisements d'or;
- Ce sont de très bons indicateurs de perméabilité crustale permettant de juger de la performance de conduit ou de faille pour acheminer les magmas et les fluides hydrothermaux. Selon les connaissances de l'auteur, les lamprophyres n'ont encore jamais été utilisés dans cette optique pour l'exploration.

7 ALTÉRATION

Les lamprophyres sont des magmas enrichis en volatils, qui sont donc susceptibles de subir une « auto-altération » peu de temps après leurs mises en place. Les lamprophyres shoshonitiques associés aux gisements d'or sont également très souvent altérés.

Cette altération est difficile à quantifier, car les dykes sont souvent complètement altérés (pas d'échantillon de précurseur disponible), et qu'il est difficile de comparer un dyke donné à une analyse de référence (pas de précurseur modélisé). Plus important, il est difficile de reconnaître un lamprophyre qui a été fortement altéré. Le principal critère de reconnaissance correspond aux éléments traces (enrichissement en *LILE*, *ÉTRLg*, etc. ; section 4.4).

7.1 Exemple de lamprophyres altérés

7.1.1 Région de Kambalda

Les informations reportées dans cette section proviennent de l'article de Perring et al. (1989).

Les lamprophyres de Kambalda sont altérés, et Perring et collaborateurs (1989) donnent des indications pour aider à l'identification de ces magmas particuliers à Kambalda :

- Rechercher des petites intrusions de formes complexes qui contiennent des xénolithes, des ocellis d'affinité alcaline, de la biotite automorphe, et qui sont dépourvues de phénocristaux felsiques;
- Les intrusions seront riches en volatils (présence de biotite et/ou amphiboles primaires si préservées, et présence de carbonate, zéolite, chlorite, et épidote);
- Signature particulière en éléments traces (*LILE*, *ÉTRLg* élevés, etc. ; voir section 4.4).

Le métamorphisme a les effets suivants sur les lamprophyres :

- Remplacement partiel de hornblende par biotite. Ce remplacement a pour effet d'appauvrir la roche en Nb (creusement de l'anomalie en Nb);
- Hornblende magmatique entourée d'actinote, et développement d'actinote aciculaire dans la matrice.

À proximité du gisement d'or, l'altération a eu les effets suivants :

- **Altération modérée** : texture magmatique préservée, mais hornblende est remplacée par biotite + carbonate + chlorite + épidote + pyrite, et la biotite est remplacée par chlorite. Des carbonates et pyrites disséminés sont observés dans la matrice;
- **Altération intermédiaire** : les phénocristaux deviennent des amas de minéraux mafiques (biotite, carbonate, épidote, pyrite) qui ne sont plus distinguables des xénolithes. La matrice contient biotite, épidote, et carbonate;
- **Altération intense** : roches enrichies en biotite, carbonate, et pyrite. Certaines roches deviennent des mylonites;

- **Chimie** : la transformation de biotite en chlorite entraîne la perte de Sr-K-Rb-Ba et une augmentation de Cr. Sinon, la forme des courbes sur le diagramme multiélément n'est pas fortement modifiée.

7.1.2 Rodingite

La rodingite est une roche altérée ayant un précurseur mafique (lamprophyre ou autre). Schand et al., (1989) décrivent une rodingite de l'Abitibi ayant un précurseur lamprophyrique.

Selon le stade de l'altération, les minéraux suivants se développent : (1) clinozoïsite et épidote ; (2) hydrogrossulaire et prehnite ; (3) recristallisation complète et formation d'une roche à diopside à grains fins. L'altération correspond à un ajout de Ca-Fe-Al-P et à une perte en Na-K-Mg-H₂O (Schand et al., 1989).

Ces lamprophyres ont la minéralogie suivante (Schand et al., 1989) :

- Lamprophyre le moins altérés (vogesite) : phénocristaux de pyroxène et amphibole, matrice à amphibole, orthose, quartz, épidote, et chlorite;
- Lamprophyre altéré : phénocristaux de diopside et zoïsite, matrice à épidote, pyroxène, titanite, et carbonate (roche contenant 75% clinozoïsite-épidote). L'altération transforme hornblende et feldspath en épidote et diopside.

7.1.3 Province de Supérieur

Dans leur étude de nombreux dykes de la Province de Supérieur, Wyman et Kerrich (1989) notent que les dykes altérés ont les caractéristiques suivantes :

- Phlogopite et amphibole : remplacés par chlorite;
- Feldspaths : albitisés (altération qui accompagne la formation de chlorite). La proportion de feldspaths ne varie généralement pas (seul le contenu en Na augmente).

8 LAMPROPHYRES DE L'ABITIBI

Les lamprophyres sont observés dans de nombreuses ceintures de roches vertes, où ils représentent souvent la dernière phase intrusive (Blichert-Toft et al., 1996). Ils forment généralement des essaims de dykes de minette, plus rarement de kersantite, et sont des intrusions mafiques à ultramafiques enrichies en Ti, P, éléments alcalins, éléments volatils, et *LILE* (Wyman et Kerrich, 1989 et 1993). Les lamprophyres shoshonitiques sont la variété la plus abondante à l'Archéen tardif (Rock, 1991). Ces caractéristiques s'appliquent parfaitement à l'Abitibi, car cette sous-province est, avec Kambalda (Australie), un exemple type de magmatisme lamprophyrique.

Dans cette section, les données disponibles sur les lamprophyres de l'Abitibi ont été compilées. La plupart des publications ne font que mentionner la présence de lamprophyres à proximité d'un gisement ou autre entité géologique, et quelques-unes étudient ces intrusions en détail. Les lamprophyres mentionnés dans la littérature ont été reportés en carte (fichier ArcGIS ; Fig.13, Fig.14). Remarquez que ces intrusions sont spatialement associées aux principaux couloirs de déformation de l'Abitibi. Ci-dessous, les quelques articles qui décrivent ces intrusions en détail sont compilés.

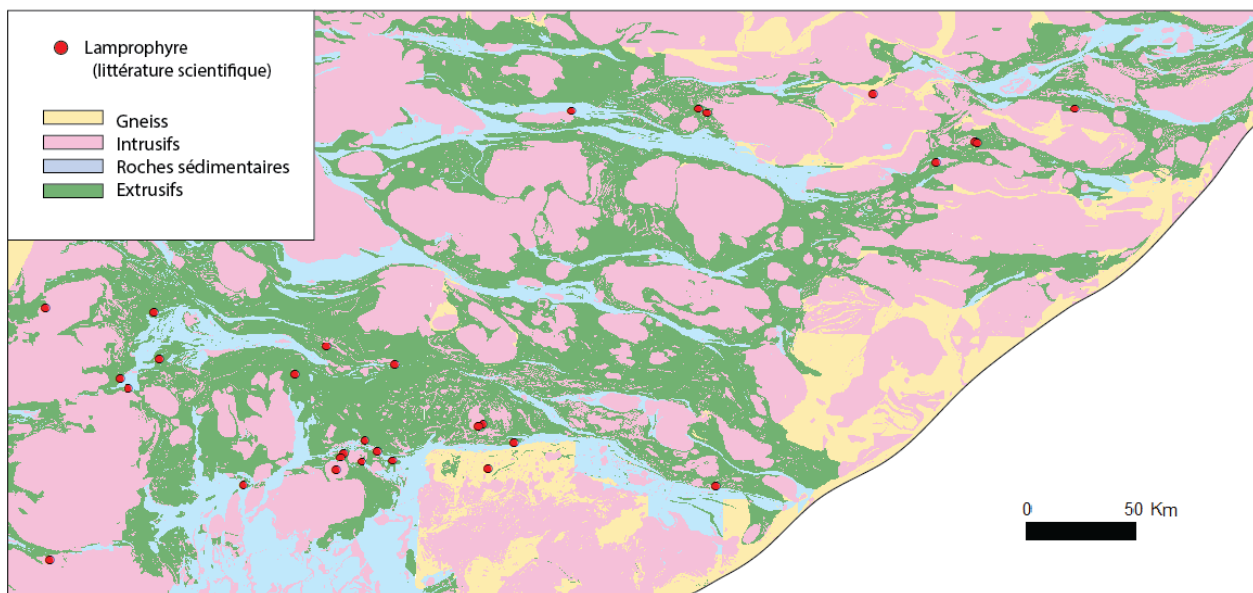


Figure 13 : Carte de la Sous-province d'Abitibi (SIGEOM et OGS), montrant la position des lamprophyres mentionnés dans la littérature scientifique.

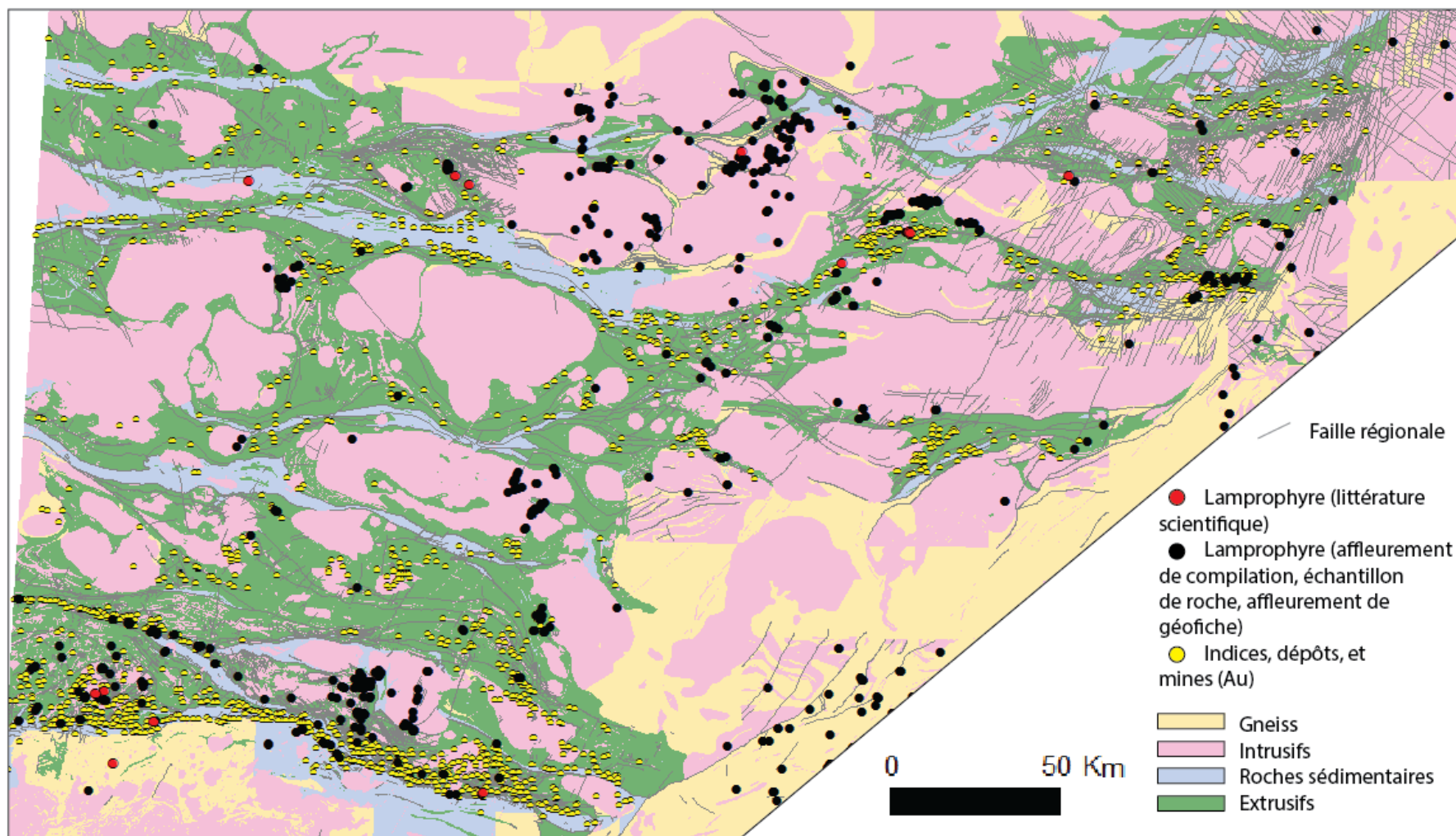


Figure 14 : Carte de la partie québécoise de la Sous-province d'Abitibi (SIGEOM 2016), montrant la position des lamprophyres mentionnés dans la littérature scientifique et les lamprophyres identifiés par le MERN.

8.1 Région de Timmins-Kirkland Lake

Les lamprophyres de la région de Timmins-Kirkland Lake sont ceux qui ont fait l'objet de la plus grande quantité d'études, en Abitibi et peut-être dans le monde. La vision générale que nous avons des lamprophyres shoshonitiques tardi-archéens est possiblement biaisée par cet exemple type.

8.1.1 Généralités sur les lamprophyres de Timmins-Kirkland Lake

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de McNeil et Kerrich (1986).

Les lamprophyres sont reportés à proximité de gisements d'or dans les régions suivantes de l'Ontario : (1) Little Long Lake (Bruce, 1935); (2) Red Lake (Hurst, 1936); (3) Michipicoten-Missinaibi (Gledhill, 1927, Burwash, 1937, Froberg, 1937); et (4) Kirkland Lake-Matheson-Matachewan (Dyer, 1936, Moore, 1937, Thomson and Griffis, 1944, Abraham, 1951, Satterly, 1952, MacLean, 1956 et Lawson 1959).

Ces lamprophyres ont les caractéristiques suivantes :

- Il s'agit de lamprophyres shoshonitiques (Wyman et Kerrich, 1989);
- Il s'agit souvent de Minette. Certains contiennent hornblende et olivine. Des clastes de spessartite sont reportés (Legault et Hattori, 1994a, b), et certaines zones contiennent minette et vogesite enrichies en clinopyroxène (Levesque et al., 1991);
- Ils contiennent souvent les minéraux d'altération, soit chlorite et calcite;
- Les lamprophyres sont plus communs à proximité des gisements d'or (Moore, 1973), et il y'a un lien structural fort entre ces intrusions et les gisements (Hopkins, 1924; Dyer, 1936 et Hurst, 1936);
- L'or se met en place avant ou après les lamprophyres, selon les cas. Les lamprophyres sont généralement le dernier événement magmatique des zones étudiées;
- Ces lamprophyres sont spatialement associés aux intrusions et volcanites alcalines, et ont des compositions similaires (Wyman et Kerrich, 1988 et 1989).

Les lamprophyres de cette région ont aussi fait l'objet de nombreuses études géochronologiques (pour un résumé, voir Corfu et al., 1991) :

- 2673 ± 6-2 Ma : dyke d'albitite dans la région de Timmins, interprété comme étant un lamprophyre (Burrows et Spooner 1986, Corfu et al. 1989);
- 2673 ± 2Ma : lamprophyre dans la région de Kirkland Lake (Wyman et Kerrich, 1987);
- 2687 ± 3Ma : lamprophyre ultramafique, région de Timmins (Barrie, 1990);
- 2755, 2752 Ma : zircons hérités situés dans un lamprophyre de Larder Lake, McVittie township (Corfu et al., 1991);
- 2675-2670 Ma : âge général de la mise en place des lamprophyres, qui pré- et post-datent la déformation, selon les endroits (Corfu et al., 1991, Corfu et Noble, 1992).

8.1.2 Dépôt de Canadian Arrow

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de McNeil et Kerrich (1985).

Le dépôt comprend des minéralisations en or et métaux de base situées dans des fractures et dans une intrusion de trondhjémite. Le dépôt est recoupé par des lamprophyres situés dans des zones de failles, et ces intrusions sont altérées.

Les lamprophyres ont les caractéristiques suivantes :

- Deux dykes de 1 à 3 m d'épaisseur;
- Il s'agit de minette ou de kersantite;
- Ils sont carbonatés et contiennent des xénolites provenant des roches encaissantes;
- La partie fraîche des dykes contient : phlogopite (zonée, avec plus de Fe-Ti-Mn-Ba dans le pourtour et plus de Cr-Mg-K au cœur), carbonate (calcite riche en Fe-Mg), feldspath (pure albite ou orthose), \pm apatite, opaque (magnétite riche en Ti);
- Les dykes altérés contiennent chlorite, calcite (moins riche en Fe-Mg), plagioclase, \pm apatite opaque (pyrite, etc.). La biotite a été remplacée par la chlorite, et la chlorite est parfois remplacée par quartz.

Les lamprophyres ont la chimie suivante :

- Les dykes ont des contenus constants en Al, P, Cr, Ni, Th, Zr, Hf, et ÉTR;
- Les dykes frais sont pauvres en Si, riches en Th-Zr-Hf-Nb-Ta-Cr-Ni-Co, ont une anomalie TNT, et semblent être alcalins sur le diagramme et Winchester et Floyd (1977);
- ÉTR : Les profils ressemblent à ceux des minettes compilées par Rock (1984). La plupart des roches altérées montrent des pertes en ÉTR légers et intermédiaires et des gains en Yb-Lu;
- Effet de l'altération : perte de Mg-Fe-K (perte de la biotite), gains de Ca, perte de Cu-Zn-Pb, et Na constant. Dans les zones de failles, des gains en Fe-Mg, des pertes en K-Na-Ca-Ba (feldspath détruit), quelques gains en Au-Si \pm Zn (veines de quartz) sont observés;
- Les roches hôtes présentent une altération typique des gisements d'or (gains en K-C-Si-S et perte en Na), mais celle des lamprophyres est atypique (pertes en K-Na-C et gains en Fe-Mg-Si-ETRLd) et pourrait être due à une phase différente d'altération.

8.1.3 Relation entre syénites et lamprophyres

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de Hattori et al. (1996).

Ces auteurs étudient les Kd des clinopyroxènes (CPX) provenant de lamprophyres et de syénites. Le CPX est un minéral qui résiste bien à l'altération (Hart et Brooks, 1977) et qui présente une diffusion chimique faible (Sneeringer et al., 1984).

Les lamprophyres étudiés sont des minettes à phénocristaux de CPX (slite-augite) et de phlogopite (F-Ba élevé, cœur à Mg et pourtour à Fe), et à matrice de biotite, feldspath alcalin, plagioclase, calcite, dolomite, FeTi-oxyde, apatite, chlorite, et actinote.

Les liquides primaires calculés à partir des CPX sont :

- **Lamprophyre** : magma enrichi en *LILE* et appauvri en *HFSE* (surtout Ti-Nb), et riche en Mg-Ni-Cr. Ces intrusions ont refroidi très rapidement, et ont une composition similaire à celle de leur magma parental;
- **Syénite** : magma très enrichi en ÉTRLg et contenant moins de *LILE*. Le magma a refroidi lentement, ce qui a permis son enrichissement en ÉTRLg. Les *LILE* ont pu partir avec le magma le plus enrichi;
- **Cr, V** : probablement pris par Cr-spinelle et phlogopite, qui auraient cristallisés avant le CPX;
- **Source de ces magmas** : Cr-Ni-Mg élevé (source mantellique), *LILE* élevé (métasomatisme), *HFSE* bas (« signature d'arc », avec TNT retenus par le rutile possiblement), Zr et Y variables (source hétérogène). Les deux types de magmas ont des sources similaires.

Le manteau est hétérogène en Abitibi, car il y'a au moins deux types de manteaux métasomatisés qui sont les sources de :

- Spessartite – lamprophyres riches en Na (Legault et Hattori, 1994b);
- Minette – variété riche en K.

8.2 Relations entre lamprophyres et intrusions felsiques

En Abitibi, les lamprophyres shoshonitiques et les domaines de fénéatization enrichis en *LILE* sont spatialement associés aux suites alcalines. Ces intrusions ont des chimies similaires et se recoupent mutuellement (Ujike, 1985; Carter, 1987; Wyman et Kerrich, 1988-89). Le lien entre les deux types de magmas pourrait être localement génétique.

Les exemples reportés ci-dessous montrent que les syénites (et autres intrusions alcalines felsiques du Supérieur) ont des magmas parentaux qui ressemblent à des lamprophyres (avec chimie similaire, et cristallisation précoce d'amphibole, etc.). Les dykes de lamprophyre observés en affleurement ne sont généralement pas comagmatiques avec les syénites : il faut probablement les voir comme le produit de faibles taux de fusion partielle en marge de la zone qui a produit le magma qui va ensuite évoluer pour former les syénites, et comme le manteau est hétérogène, les sources des deux types de magmas peuvent différer légèrement (lien cogénétique ; c.-à-d. que la fusion partielle se produit probablement pour les mêmes raisons).

Les relations entre lamprophyres et complexes intrusifs sont décrites ailleurs dans la Province de Supérieur, par exemple :

- **Roaring River Complex** : contient spessartite et kersantite, avec indications de mélange (*mingling*) entre les lamprophyres et le granitoïde. Les lamprophyres sont très hétérogènes et reflètent l'hétérogénéité de leurs sources (Stern et al., 1989, Stern et Hanson, 1991 et 1992);
- Plusieurs intrusions ont des liens cogénétiques, mais pas comagmatiques avec des lamprophyres. Les lamprophyres se mettent en place dans des intrusions qui ne sont pas encore consolidées (*mingling*), mais la chimie indique des sources différentes (Sutcliff et al., 1990). Ces intrusions sont : **Lac des Iles** (avec kersantite et spessartite), pluton de **Jackfish Lake** (kersantite; Edwards, 1983a), **Otto stock** (kersantite; Lovell, 1972).

8.2.1 Otto Stock, Kirkland Lake

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de Sutcliff et al. (1990).

L'intrusion de Otto est circulaire, constituée de syénite, granite alcalin, méla-syénite, et hornblendite (Smith et Sutcliffe, 1988), et de phases marginales de syénite à néphéline (Lovell, 1972). L'intrusion a un âge de 2680 ± 1 Ma (Corfu et al., 1989). La syénite est recoupée par des dykes de kersantite d'épaisseurs de < 1 m à 1-2 cm (Lovell, 1972). Les dykes sont riches en Cr-Ni-Sr-ÉTRLg-C-H, et ont $Na > K$.

L'intrusion d'Otto a la chimie suivante :

- Le contenu en eau alcaline a diminué et celui en Si a augmenté pendant la différenciation (le magma parental devait être très riche en H-Na-K);
- Certaines amphibolites sont des cumulas. La cristallisation d'amphibole peut expliquer la corrélation négative entre Si et Ca-Mg-Fe-Ti-Ni-Cr, et entre Si et ETRLd-Y (lié à amphibole; Frey et al., 1978), la corrélation positive entre Si et Rb-K-Zr, et la diminution rapide du contenu en Mg-Ni-Cr. L'amphibole est riche en Al (cristallisation en profondeur?);
- La corrélation négative entre Si et Sr indique la cristallisation de feldspath. Il n'y a pas d'anomalie en Eu, et les expériences indiquent que le plagioclase n'est pas une phase du liquidus à $P > 5$ kbar (pour les andésites riches en eau ; Wyllie, 1977 et GÉTRn, 1982). Ceci indique que la cristallisation est dominée par amphibole, et que plagioclase a peu cristallisé;
- L'apatite est une autre phase observée dans les cumulats;
- Amphibole et CPX ont moins de Si que leurs magmas parentaux : le magma résiduel s'enrichit en Si (Shirey et Hanson, 1984) et son ratio $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ augmente (Zen, 1986).
- La particularité de cette séquence de cristallisation pourrait indiquer que le magma parental de cette intrusion ressemble à un magma de type lamprophyre (?).

8.2.2 *Murdock CÉTRk, Kirkland Lake*

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de Rowins et al. (1993).

Le pluton de Murdock CÉTRk est composé principalement de syénite. Il contient aussi des unités marginales de hornblendite qui ont des « affinités lamprophyriques » et qui ressemblent à des spessartites. La hornblendite forme des amas qui pourraient représenter le magma parental de la syénite (dans l'article, la démonstration est faite à l'aide de diagrammes PER ; Pearce 1968).

La séquence de cristallisation est dominée par CPX et \pm biotite-magnétite, et des cumulas à CPX-plagioclase sont observés dans la partie marginale de la syénite.

La séquence de cristallisation est étudiée de la façon suivante :

- Utilisation des diagrammes de Harker : pas très utiles ici, à cause de l'effet de fermeture;
- Utilisation du diagramme PER Mg/La vs Fe/La pour modéliser la cristallisation de CPX (modèle contraint avec des mesures du ratio Fe/Mg des CPX). Ce minéral a cristallisé dans la syénite, mais sa cristallisation ne permet pas de relier la hornblendite à la syénite. La cristallisation de biotite et magnétite (ont des ratios Fe/Mg > à ceux du CPX) pourrait expliquer quelques imprécisions du modèle;
- Utilisation du diagramme PER Na/La vs $0,5(\text{Al}+\text{Na}-\text{K})/\text{La}$ pour modéliser la cristallisation d'albite et d'anorthite (contraint par la mesure du contenu en An du plagioclase);
- Utilisation des éléments traces : la séquence de cristallisation est CPX puis feldspath, avec biotite et magnétite.

8.3 Autres lamprophyres de l'Abitibi

Les exemples reportés dans cette section sont des lamprophyres qui ne peuvent pas être clairement reliés à de grands systèmes intrusifs.

8.3.1 *Suite de Bristol, ouest de l'Abitibi – lamprophyres ultramafiques*

La suite de Bristol est un essaim de lamprophyres ultramafiques situés dans la faille de Destor-Porcupine (Bristol Township), et qui ont un âge de $2687 \pm 3\text{Ma}$ (Barrie, 1990). Ces dykes sont riches en biotite-CPX, contiennent des grenats pour certains, et ressemblent à des aillikites (voir section 4). Ces lamprophyres présentent des enrichissements extrêmes en *LILE-ÉTRLg*, surtout lorsqu'on les compare aux lamprophyres shoshonitiques qui sont aussi présents dans cette région (Barrie et Shirey, 1990).

Les lamprophyres de la suite de Bristol ont les caractéristiques suivantes (Barrie, 1990) :

- Ils recoupent des basaltes et sédiments déformés et carbonatisés, mais sont recoupés par des veines à quartz – carbonate – tourmaline – pyrite \pm Au;
- La suite s'étend sur 1,5 km le long de la foliation (possiblement plus), et a localement une épaisseur de 200 m. Les dykes situés en marge de la suite sont déformés et recoupés par des zones de failles;

- La suite comprend 3 types de dykes qui ont des transitions graduelles et se recoupent : (1) 50% sont des lamprophyres à biotite (matrice à carbonate-serpentine-biotite-fluorapatite, ± feldspath alcalin-chlorite – magnétite – baddeleyite – sulfate - sulfide) ; (2) 47% sont des lamprophyres riches en diopsides (matrice à orthose devenue albite, mélanite, phlogopite, magnétite, épidote) ; (3) 3% sont des grenatites et sont situés au cœur de l'essaim (dykes à grenat-feldspath, mélanite riche en Zr, grenat couronné de hydrogrenat - CPX, diopside – calcite – biotite - fluorapatite, ± feldspath alcalin-trémolite – titanite – allanite – magnétite – chlorite - sulfure);
- Le magma parental est un lamprophyre à biotite qui a cristallisé en présence d'une quantité importante de fluide (Barrie et Shirey, 1990).

Les lamprophyres ultramafiques sont rares dans la Province de Supérieur. Un autre exemple est celui des dykes de McKellar Harbour (1650 Ma) à proximité de Marathon, Ontario (Platt et al., 1983), et les dykes à biotite-olivine-carbonate (ca. 1500 Ma) situés au nord du Lake Nipigon (Sutcliffe, 1988).

8.3.2 Lamprophyres recoupant des dépôts de Ni-Cu et de SMV

Dépôt Ni-Cu de Montcalm, ouest de l'Abitibi

Montcalm est un dépôt de Ni-Cu situé dans un gabbro. Le dépôt est recoupé par divers dykes, incluant des lamprophyres (Barrie et Shirey, 1990). Les lamprophyres sont shoshonitiques, enrichis en *LILE* - ÉTRLg -Mg-Cr-Ni. La source est un manteau appauvri qui a été métasomatisé peu de temps avant l'extraction du magma d'après les isotopes du Nd (Barrie et Shirey, 1990).

Dépôts SMV de la région de Matagami

Dans la région de Matagami, les lamprophyres sont tardifs, relativement frais, et recoupent les SMV (Jenney, 1961). Les dykes sont des minettes et spessartites. Lorsqu'ils sont altérés, ils ressemblent à des schistes chloritisés, silicifiés, et carbonatés (Jenney, 1961).

Dépôt VMS, Lesueur township (ceinture volcanique nord)

Dans la région de Lesueur, un essaim dense de dykes à hornblende (spessartite) s'est mis en place dans en marge d'un petit pluton d'eucrite-gabbro, et recoupe des sulfures massifs de type SMV (Watson, 1957). La description reportée ci-dessous provient de Watson (1957), qui voit ces dykes comme provenant de la cristallisation du gabbro situé à proximité (notez qu'une analyse des éléments traces pourrait prouver le contraire aujourd'hui). La cartographie effectuée par cet auteur est de très bonne qualité (ex. Figure 15).

Les phénocristaux de hornblende montrent des structures de fluage. Avant altération, les phénocristaux étaient possiblement augite, olivine, et hornblende. L'augite est remplacée par de l'uralite couronnée de hornblende. L'olivine est devenue un amas de trémolite et ± magnétite.

La matrice contient hornblende, plagioclase (altéré en clinzoïsite, micas blancs, albite), et ± biotite – microcline – titanite – apatite - quartz. Les minéraux secondaires sont : épidote, chlorite, et carbonate. Deux types de lamprophyres sont reconnus : (1) variété à phénocristaux de pyroxène (pauvre en H₂O?) ; et (2) variété équigranulaire à hornblende (plus de H₂O?). Les dykes qui recoupent des sulfures massifs contiennent des sulfures (xénolites provenant de l'encaissant?) et sont parfois plus altérés que les autres dykes.

8.3.3 Formation de Haüy, Chibougamau

Les informations reportées ci-dessous proviennent du PFE de Joly (1985).

La Formation de Haüy comprend des roches sédimentaires (pyroclastites et épicroclastites) et quelques coulées d'andésites riches en K (Norman, 1937). Ces unités sont recoupées par des dykes mafiques à K. Notez que l'association entre roches sédimentaires, volcanites à K, et intrusions à K (incluant des lamprophyres) est aussi observée dans la région de Kirkland Lake.

Les dykes ont des épaisseurs de 1-5 m, sont riches en clastes provenant de l'encaissant ou de roches plus profondes, et se sont mis en place suite à des injections multiples. Trois types d'intrusions sont décrits :

- **Dykes à phénocristaux d'amphibole-feldspath** : les feldspaths semblent être plutôt interstitiels aux amphiboles (donc, ceci pourrait être un lamprophyre). L'amphibole est zonée et sa bordure est altérée en trémolite. Les feldspaths (andésine-oligoclase, orthose) contiennent beaucoup d'inclusions de hornblende – actinote – quartz – feldspath – trémolite - chlorite. La matrice contient hornblende – actinote – trémolite – quartz – feldspath – chlorite – pistachite – séricite - calcite-titanite – pyrite - hématite;
- **Dykes à phénocristaux de hornblende-actinote** : rares feldspaths (< 5% vol), hornblende à bordure de trémolite et pouvant contenir actinote-chlorite-épidote, matrice à feldspath-trémolite, chlorite, épidote, ± albite-quartz-calcite;
- **Dykes à phénocristaux de feldspath** (ce ne sont pas des lamprophyres);

Note : ces dykes sont très riches en xénolites et il n'est pas facile de différencier les paragenèses magmatiques des minéraux hérités des xénolithes d'après les descriptions disponibles. Une partie de ces dykes pourrait être des lamprophyres.

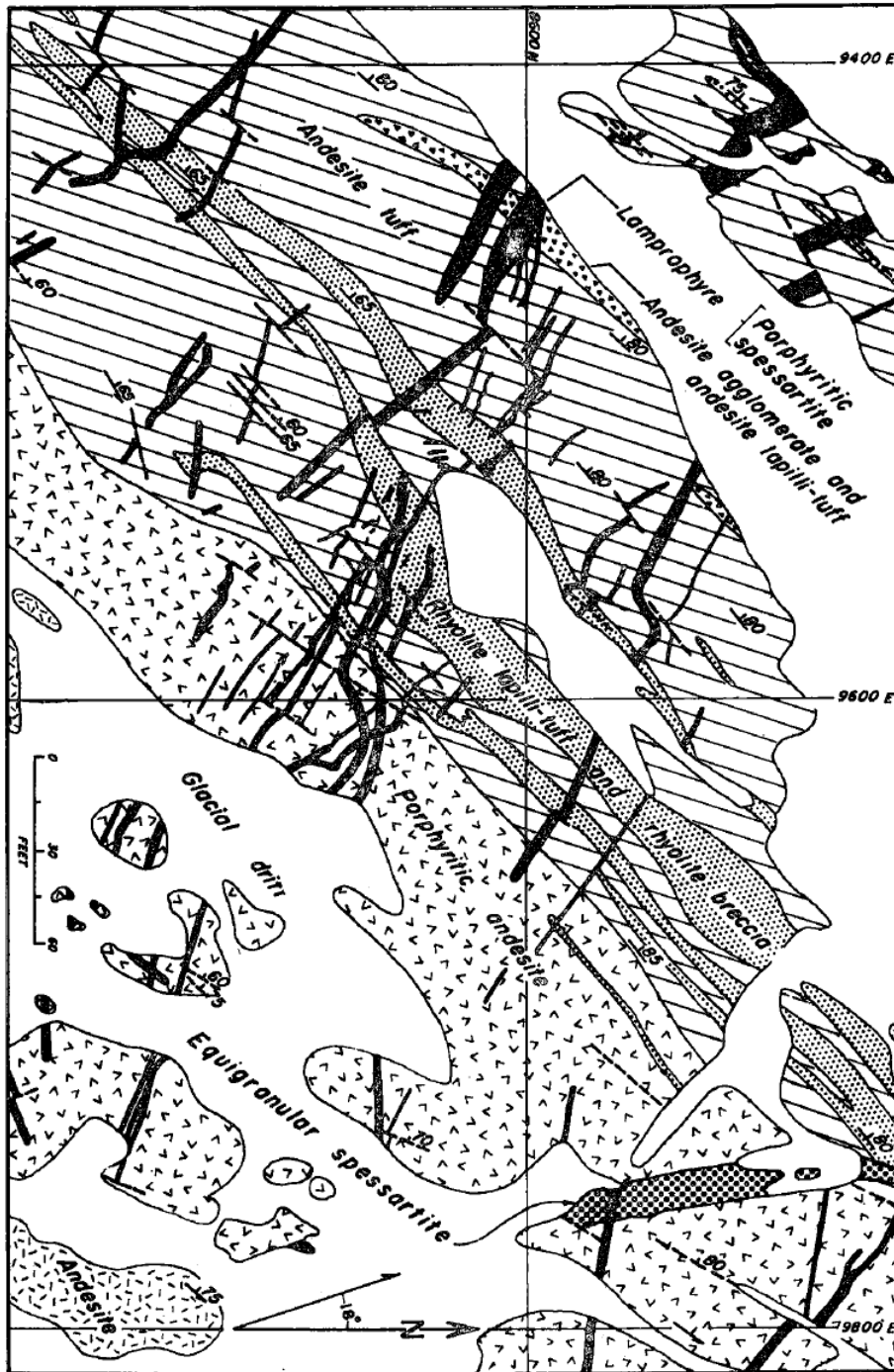


Figure 15 : Cartographie d'un essaim de lamprophyres (tiré de Watson, 1957).

8.4 Lamprophyres associés aux carbonatites

Les carbonatites ne sont généralement pas associées à des lamprophyres shoshonitiques. Les autres types de lamprophyres (alcalins, ultramafiques ; voir section 4) cependant, sont parfois associés aux carbonatites (certaines variétés sont transitionnelles avec les silicocarbonatites).

Les carbonatites et complexes alcalins sont souvent associés à des dykes de silicocarbonatites, qui ne doivent pas être confondus avec des lamprophyres. Des exemples abitibiens sont :

- **Dykes de Dolodeau** : dykes de silicocarbonatites à biotite (sovite) et amphibole-biotite, situés près du stock syénitique de Dolodeau. Ces dykes sont des carbonatites qui ont altéré les roches encaissantes (fénitisation) et qui ont probablement un âge archéen (Bédard et Chown, 1992).
- **Carbonatite de Montviel** : l'intrusion est recoupée par des dykes de silicocarbonatites (intrusion à biotite et à matrice dominée par les carbonates) qui sont décrits comme « lamprophyre-like » (Nadeau et al., 2015), ce qui ajoute de la confusion (il ne s'agit pas de lamprophyres).

Par contre, l'intrusion du lac Shortt (dépôt Au – *ÉTR*) est située à proximité de divers dykes de lamprophyres. Dans cette région, les lamprophyres sont shoshonitiques avec anomalie en TNT, et ultramafiques sans anomalie en TNT (Bourne et Bossé, 1991).

Bourne et Bossé (1991) étudient 9 lamprophyres situés dans la région du lac Shortt, qui ont les caractéristiques suivantes :

- Les dykes étudiés sont des lamprophyres ultramafiques (aillikite), ou peut-être des kimberlites;
- Les dykes ont des épaisseurs de 4 cm à 2,5 m, et proviennent principalement de forages;
- Minéralogie : 30-60% olivine (remplacée par serpentine, chlorite, magnétite, carbonate), phlogopite (cœur riche en Ti), apatite, calcite. Avant altération, les dykes contenaient possiblement 7% de biotite, et leurs parties centrales étaient enrichies en olivine (fluage ayant conduit à une ségrégation mécanique des cristaux et à un zonage chimique ; voir Bhattacharji et Smith, 1964);
- Les dykes ont des contenus en éléments traces similaires (sauf le dyke le plus fin, qui a probablement échangé des *LILE* avec l'encaissant), et ne présentent pas d'anomalies en TNT;
- Un dyke a été étudié en détail, ce qui montre que son cœur a une composition différente de ses marges (multiples injections?) et que les carbonates sont secondaires.

L'intrusion du lac Shortt est constituée de gabbro alcalin, carbonatite, silicocarbonaite, de filons-couches mafiques et de diorite, et est recoupée par des lamprophyres alcalins et shoshonitiques. Ces dykes sont décrits par Nadeau et al. (2014) de la façon suivante :

- **Dykes de monchiquite** (lamprophyre alcalin) : 10 cm d'épaisseur, \pm serpentinisés, à phénocristaux d'olivine-phlogopite, et à matrice de carbonate – magnétite – ilménite (Morasse, 1988). Ces dykes contiennent des xénolites ultramafiques, les olivines sont serpentinisées ou remplacées par talc-magnétite-calcite-quartz, la biotite est remplacée par la chlorite. Une partie des carbonates pourrait avoir une origine magmatique;
- **Dykes d'hornblendite** (lamprophyre shoshonitique?) : il pourrait s'agir de vogesite ou de spessartite. Ils contiennent de la hornblende, une matrice à apatite-olivine, et des minéraux secondaires (calcite-épidote-chlorite);
- **Autres** : dykes à phlogopite-olivine-apatite-perovskite provenant de forages, avec serpentine-chlorite-magnétite-carbonate secondaires (Bourne et Bosse, 1991).

8.5 Des lamprophyres et des diamants (Province de Supérieur)

Quelques lamprophyres d'Abitibi, et d'ailleurs dans la Province de Supérieur, contiennent des diamants. Ceci reflète leur genèse à grande profondeur. Les lamprophyres ne sont pas des producteurs importants de diamants dans le monde (les producteurs sont les kimberlites et les lamproïtes).

En Abitibi, la plupart des diamants sont observés dans des lamprophyres de la région de Kirkland Lake (Wyman et Kierrich, 2010). Plusieurs lamprophyres shoshonitiques de la Province de Supérieur contiennent également des diamants (Sage 2000; Kopylova et al. 2011; Lefebvre et al. 2005; Stachel et al. 2006; Stott et al. 2002 et Wyman et al. 2006).

Les lamprophyres shoshonitiques sont généralement dépourvus de xénolites du manteau et sont mafiques (et pauvres en olivines). Il est surprenant de trouver des diamants dans de telles roches, car les diamants sont généralement associés à des roches ultramafiques riches en xénolites (ex. kimberlites).

En Abitibi, des kimberlites sont aussi reportées, qui contiennent ou non des diamants, mais qui sont généralement plus récentes que les lamprophyres (ex. les kimberlites de la région de Chibougamau ont un âge de 1,1 Ga ; Lafrance, 2006).

8.5.1 *Sous-provinces d'Abitibi et de Wawa*

Les lamprophyres à diamants sont situés dans le sud de la Province de Supérieur, dans des zones où le manteau est fertile (Faure et al., 2011). Ces lamprophyres diamantifères ont environ 2,67 Ga, ils sont temporellement liés aux suites tardi-tectoniques shoshonitiques (monzonite, syénite, trachyte, lamprophyre ; ex. Stott et al., 2002) et sanukitoides (Mg-diorite, monzodiorites, trachyandésites ; Shirey et Hanson, 1984), et sont contemporains de la formation de brèches intrusives dans lesquels ils se mettent souvent en place (Wyman et al. 2006 et 2015).

L'étude de Wyman et al. (2006) porte sur des minettes et spessartites qui contiennent des xénolites du manteau et qui ont entraînés des cumulas à olivine (notez que ces deux caractéristiques sont inhabituelles pour les lamprophyres shoshonitiques). Les diamants pourraient provenir de la fenêtre asthénosphérique (modèle subduction), et provenir d'environ 100-160 km (profondeur faible pour des diamants). Les lamprophyres contiennent des phénocristaux de phlogopite, diopside, Al-amphibole (Mg-hornblende surtout), et diopside, et la matrice est à actinote – chlorite – albite – épidote – titanite. La présence d'olivine fait que ces dykes contiennent plus de Mg que les dykes shoshonitiques archéens classiques (et la présence d'olivine indique une cristallisation à grande profondeur).

L'étude de Wyman et al. (2015) porte principalement sur des xénolites situées dans des lamprophyres de Lalibert Township, et qui indiquent la présence de manteaux métasomatisés par des fluides (riches en *LILE*) et par des magmas (riches en *LILE*, Zr, Hf, \pm Nb-Ta).

8.5.2 *Ceinture de Michipicoten*

Les informations reportées ci-dessous proviennent de l'article de Lefebvre et al. (2005).

Dans la ceinture de roches vertes de Michipicoten, les dykes de lamprophyres shoshonitiques et les brèches volcanoclastiques se forment de façon épisodique entre 2,66 et 2,73 Ga, et sont le résultat d'un magmatisme lié à une zone de subduction.

Des diamants sont observés dans des lamprophyres shoshonitiques mis en place dans une brèche interprétée comme étant une avalanche de débris. En fait, la brèche contient plus de diamants que les dykes. Les dykes ont les caractéristiques suivantes :

- Épaisseurs de 0,5-3 m (parfois de 2-3 cm), et datés à 2674 \pm 8Ma (dykes tardifs);
- Ils contiennent des xénolites entourées de biotite (réaction avec le magma);
- Ces dykes contiennent des phénocristaux de biotite, hornblende (pargasite, édénite, rarement hastingsite), actinote, et épidote (5-10%). La matrice contient microcline, épidote, et albite;
- Les lamprophyres contenaient probablement des phénocristaux de hornblende (remplacée par biotite, \pm actinote-chlorite), biotite (remplacée par une biotite de composition différente), et CPX (remplacé par épidote) avant d'être altérés;
- Le contenu en éléments majeurs indique des affinités alcalines à sub-alcalines, mais les éléments Na-K-Ca ont probablement été déplacés;
- La source est mantellique (Mg-Ni-Cr-Co élevé) et profonde (diamants). Le magma est remonté rapidement (sinon les diamants se seraient déstabilisés).

9 LES LAMPROPHYRES DE LA BAIE JAMES

Les lamprophyres sont documentés dans diverses zones de la Province du Supérieur, et notamment dans le secteur de la Baie-James. La majeure partie des dykes connus ont été observés et cartographiés par le MERN (Fig.16).

La distribution des lamprophyres dans le secteur de la Baie-James (voir figure 16) est irrégulière. Ils sont tout d'abord présents sur certains feuilletés et absents sur d'autres, ce qui révèle des cartographies différentes et non pas des processus géologiques particuliers. Malgré cela, il est possible de faire les observations suivantes sur leurs distributions. Les lamprophyres sont principalement situés dans la Sous-Province de La Grande, et les quelques dykes observés dans la Sous-Province de l'Opinaca sont spatialement associés à de grandes masses d'intrusifs. Ensuite, ils sont spatialement associés aux unités volcano-sédimentaires et, à fortiori, aux indices d'or. Une partie du contact entre les Sous-Provinces d'Opinaca et de La Grande est également occupé par ces intrusions.

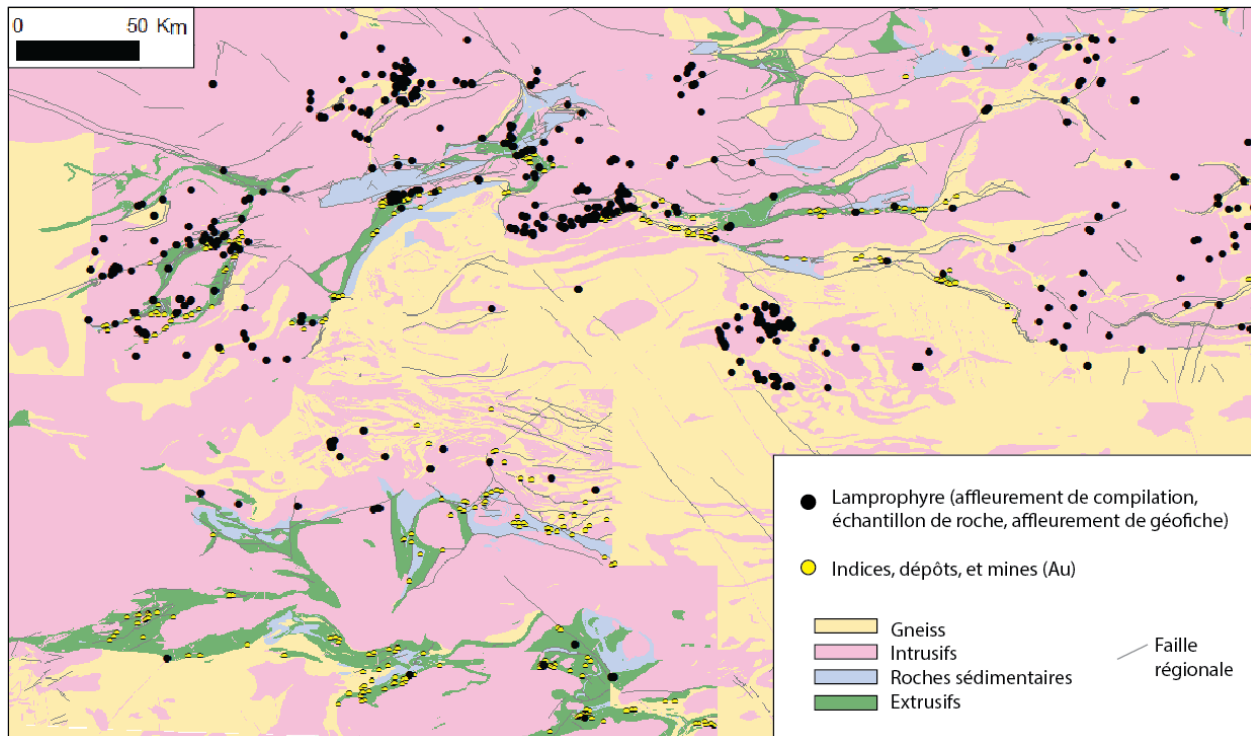


Figure 16 : Carte de la Baie-James (SIGEOM, 2016), montrant la position des lamprophyres identifiés par le MERN.

9.1.1 Secteur Eeyou Istchee

Les informations reportées dans cette section proviennent du rapport de Côté-Vertefeuille (2016).

Le projet de PFE de Côté-Vertefeuille (2016) a porté sur plusieurs dykes à amphibole-biotite et/ou xénolites observés sur les feuillets SNRC 33F et 33G. L'étude a porté sur des lamprophyres issus de plusieurs affleurements (35 échantillons, 15 lames minces), dont une partie correspond aux indices aurifères suivants :

- Indice Brèche : dyke de lamprophyre situé dans une brèche, dans une tonalite. L'indice Au comprend des pyrites situées dans et aux alentours du lamprophyre, et des veinules de Carb – Chl – Py qui recoupent le dyke (Legault et Simard, 1998);
- Indice Orezone : minéralisation en or associée à des veines de quartz et des zones de cisaillement, et situées dans une unité volcano-sédimentaire. La zone est recoupée par une grande variété de dykes (Gillgrass, 1998);
- Indice km 85 : indice d'or situé dans des unités volcano-sédimentaires et spatialement associé à divers types d'intrusions (Simard, 1996).

Les dykes de lamprophyres ont été classés sur la base de leurs compositions en éléments majeurs (méthode de Rock 1984, 1986 ; voir Figure 10), ce qui n'est pas une méthode idéale puisque les concentrations en éléments majeurs de ce type d'intrusion sont très variables.

Les lamprophyres identifiés comme shoshonitiques sont des dykes de 0,5 à 1 m d'épaisseur, à phénocristaux de Amph - Bt et à Fsp – quartz restreint à la matrice. Les Fsp ont un cœur calcique et un pourtour sodique. Les Bt semblent remplacer les Hnbl. Le quartz pourrait correspondre à des morceaux d'encaissant (xénocristaux). Des minéraux d'origine hydrothermale sont également observés (Chl – Ep – Carb – Py).

Les lamprophyres identifiés comme ultramafiques sont riches en Amph (et Px) et contiennent du quartz, ce qui est problématique pour ce type de magma. Le lamprophyre désigné alcalin est une roche à Amph – Chl – Ep qui contient des xénocristaux de quartz.

Les données du PFE ont été utilisées pour tracer un diagramme multiélément et un spectre des ÉTR (Fig.17 et Fig.18). Les deux diagrammes montrent une variabilité chimique extrême des intrusions étudiées, qui pourrait en partie être due à la présence de quantités variables de clastes de l'encaissant et à des altérations hydrothermales. Cependant, il est observé que certains spectres sont trop plats (source appauvrie en incompatibles) pour correspondre à des lamprophyres. Il est très peu probable que toutes ces intrusions aient été produites par des mécanismes similaires, mais il n'est pas exclu que certaines soient des lamprophyres.

9.1.2 Indice Brèche, tonalite La Grande Sud

Les informations reportées dans cette section proviennent du PFE de Tremblay (1999).

La tonalite de La Grande Sud présente divers types d'altérations (dont chloritisation et altération potassique). Elle est recoupée par des dykes de gabbro, et des dykes de lamprophyre à xénolites qui n'ont pas enregistré le premier épisode de déformation (Mercier-Langevin, 2000). Elle contient plusieurs indices aurifères (Zone 32, Mico-Milan, Pari, Brèche) situés aux bordures de l'intrusion et dans des couloirs de déformation orientés E-W (Turcotte, 1998).

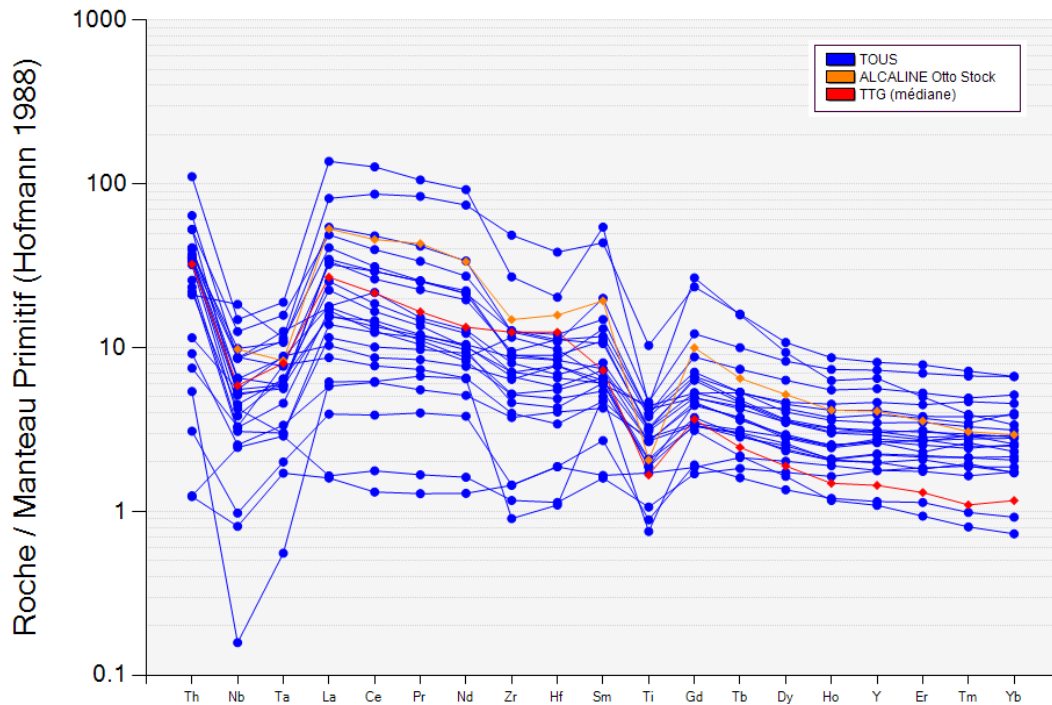


Figure 17 : Lamprophyres du secteur Eeyou Istchee (n=24) représentés sur un diagramme multiélémentaire (ordre des éléments tiré de Pearce, 2008).

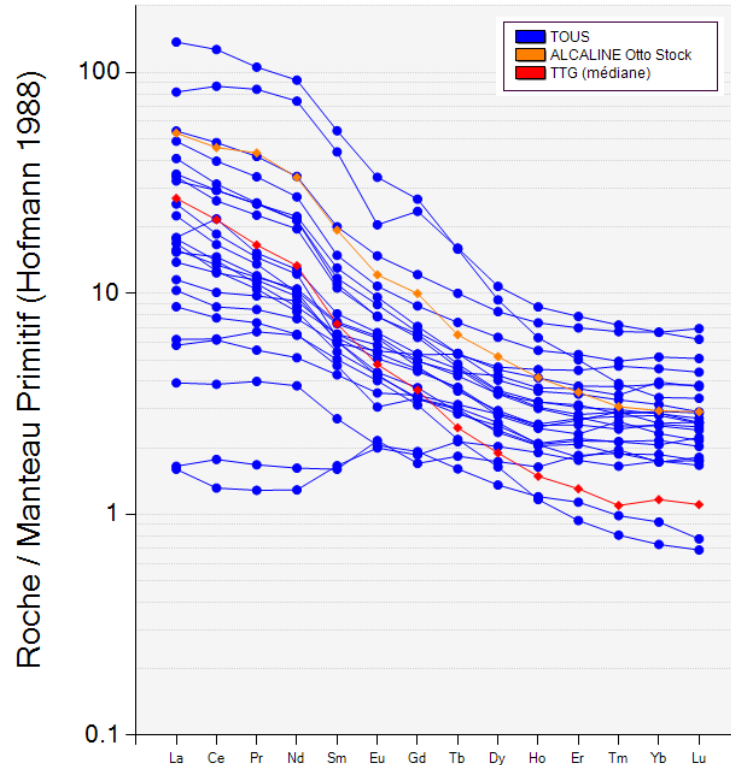


Figure 18 : Lamprophyres du secteur Eeyou Istchee (n=24) représentés sur le spectre des ÉTR.

L'indice Brèche, étudié par Tremblay (1999), est situé dans la partie est de la tonalite et correspond à une tonalite bréchique injectée par des dykes de lamprophyre. Les rainurages indiquent des teneurs en or allant jusqu'à 8,56 g/t. La minéralisation est contenue dans la brèche et le dyke.

La cartographie de détail montre que la taille des grains des intrusifs diminue lorsque la quantité des xénolites (morceaux de l'encaissant tonalitique) augmente. Ceci semble indiquer que le magma a refroidi de façon plus brutale là où il est en contact avec de nombreux morceaux de tonalite, et surtout qu'il ne contenait pas de phénocristaux de Amph-Bt avant sa mise en place. Les lamprophyres étant des magmas qui cristallisent en partie en profondeur, cette particularité du dyke de l'indice Brèche n'est pas en faveur d'une origine lamprophyrique.

Aussi, la grande quantité de clastes indique possiblement un mécanisme de mise en place de type « stopping » (relativement lent), ce qui contraste avec la mise en place généralement rapide des lamprophyres.

Les observations microscopiques indiquent que les « lamprophyres » étudiés sont des roches grenues, ne contenant pas toutes des phénocristaux, et contenant principalement Plag-Bt-Hnbl, les minéraux d'altération Chl-Ep-Carb-Musc et du quartz. La grande quantité de xénolites rend l'isolement des phases magmatiques primaires difficile. Il est remarqué que la biotite provient de l'altération de la Hnbl (altération potassique). L'analyse chimique montre que le dyke est peu différencié.

10 COMPILATION DE DONNÉES CHIMIQUES

Dans cette section, la chimie des lamprophyres shoshonitiques est présentée avec plus de détails. Les diverses bases de données compilées indiquent que le contenu en éléments majeurs de ces roches est très variable ; ce qui est peut-être en partie dû à l'altération, mais qui reflète principalement la grande variété des magmas que l'on désigne sous le nom de lamprophyre. Leurs caractéristiques principales sont : (1) enrichissement en incompatibles (surtout *LILE* et *ÉTRLG*) et compatibles (Ni-Cr-Co) ; et (2) anomalie TNT (Ta-Nb-Ti) pour les lamprophyres « tardi-orogéniques » de l'Abitibi.

10.1 Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi

La chimie des lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi a été documentée à partir d'une compilation d'analyses chimiques collectées à partir de la littérature scientifique.

Le contenu en éléments majeurs de ces roches est comparé à celui de lamprophyres provenant de la *Mexican Volcanic Belt* (données compilées et étudiées par Bucholz et al., 2014 ; Fig.19). Ces données montrent que les lamprophyres à biotite contiennent plus de Ti-K et moins de Si-Al-Na que ceux à amphiboles (voir figure 19).

Les mêmes diagrammes ont été produits pour les lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi (Figure 20). D'après leurs contenus en Al et Si, ces lamprophyres sont principalement des variétés à biotite, ce qui est logique, puisque les minettes sont le type de lamprophyres le plus souvent décrit en Abitibi. Par contre, en comparaison avec les données de Bucholz et al. (2014), le ratio K_2O/Na_2O est plus faible que le ratio attendu pour de tels lamprophyres (effet de l'altération pour certains?), et surtout, ils sont plus pauvres en Ti que les lamprophyres à biotite de la *Mexican Volcanic Belt* (rappel : anomalie TNT présente en Abitibi) (voir figure 19 et 20). Ces différences sont probablement dues à des particularités locales et montrent que les lamprophyres ne peuvent pas facilement être caractérisés à partir de leurs contenus en éléments majeurs.

Les lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi ont ensuite été représentés sur les principaux diagrammes de discrimination (Fig.21), ce qui montre que ces diagrammes ne sont pas adaptés à l'identification et à la classification des lamprophyres. Notez que les lamprophyres ont systématiquement des contenus en éléments majeurs à cheval sur les principales séries : ils semblent être sub-alkalins d'après leurs contenus faibles en Nb/Y, ils sont alcalins ou sub-alkalins d'après leurs contenus en alcalins, ils appartiennent à toutes les séries K ou non K d'après leurs contenus en K, et sont calco-alkalins et tholéitiques d'après le diagramme AFM (voir figure 21). En d'autres termes, le « groupe » des lamprophyres shoshonitiques n'a pas de composition en Na et K typique. En ce qui concerne les autres éléments majeurs, le contenu en Si et Mg des lamprophyres indique qu'il s'agit de magmas mafiques, et leurs contenus en Ca, Al, et Ti est variable.

Sur un diagramme multiélément, les lamprophyres ont un contenu en *LILE* et *HFSE* intermédiaire entre celui des intrusions alcalines et des TTG de l'Abitibi, mais un contenu en ÉTR similaire à celui des intrusions alcalines (Fig.22 et Fig.23). Par contre, les lamprophyres sont beaucoup plus mafiques que les TTG et intrusions alcalines felsiques, et ont par conséquent des contenus en Co-Cr-Ni élevés (voir figure 23). **La principale caractéristique des lamprophyres est donc de contenir beaucoup d'éléments incompatibles (*HFSE* et *LILE*) pour des magmas mafiques.** Notez également l'anomalie TNT, présente dans tous les magmas de l'Abitibi (voir figures 22).

Les lamprophyres ont aussi un contenu en ÉTRLg intermédiaire entre celui des intrusions alcalines et des TTG de l'Abitibi, mais un contenu en ÉTRLd similaire à supérieur à celui des intrusions alcalines (Fig.24). **Pour des magmas mafiques, leurs contenus en ÉTRLg sont très élevés.**

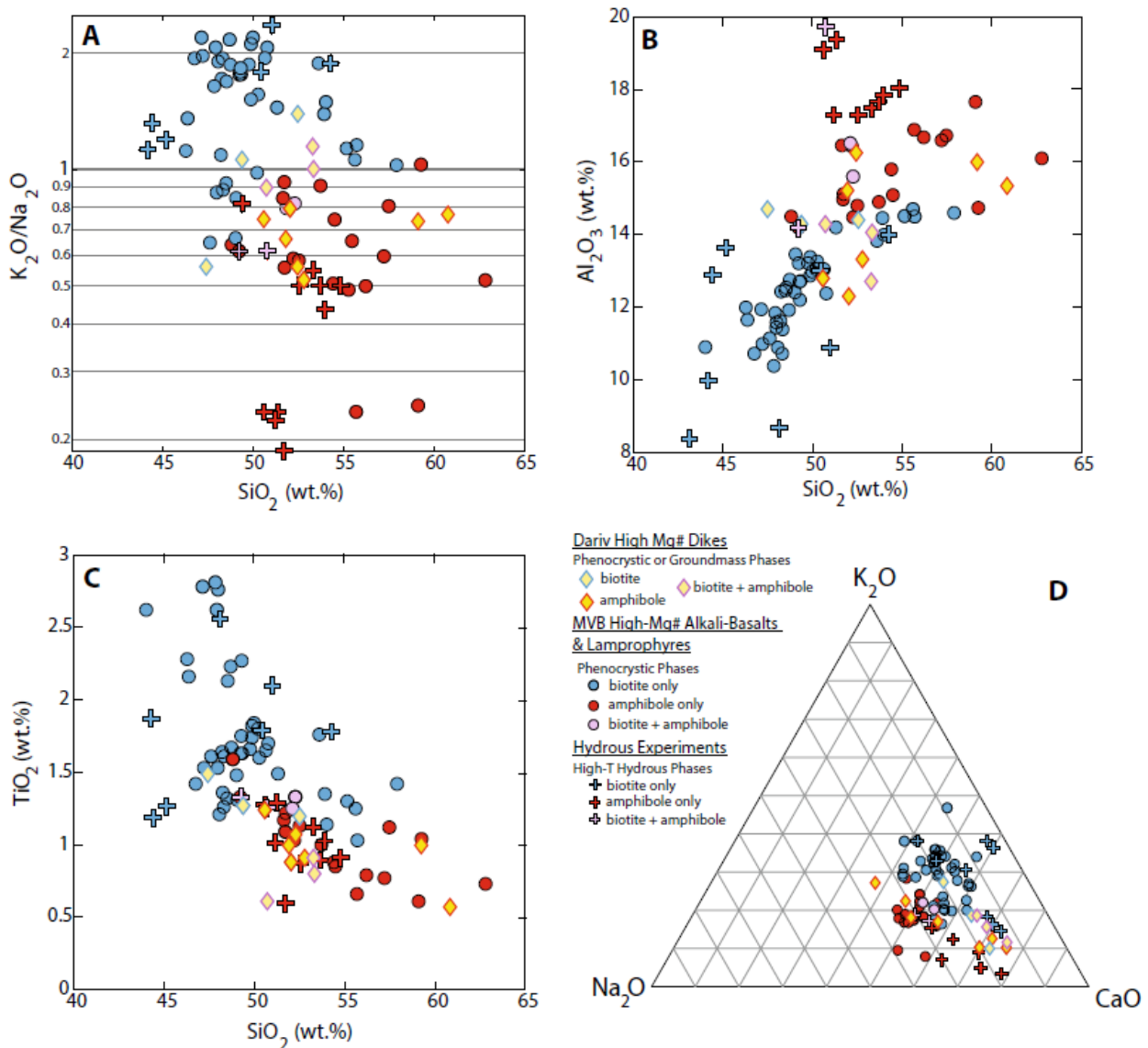


Figure 19 : Contenus en éléments majeurs des lamprophyres de la *Mexican Volcanic Belt* (tiré de Bucholz et al., 2014).

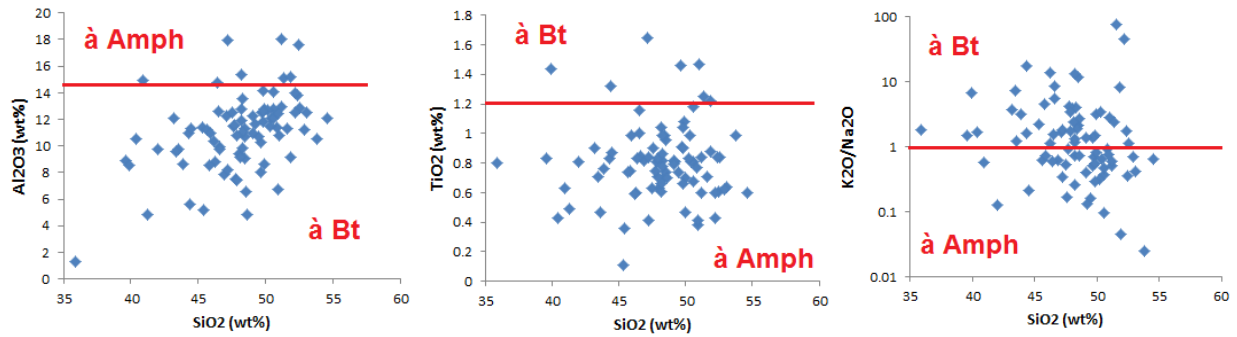
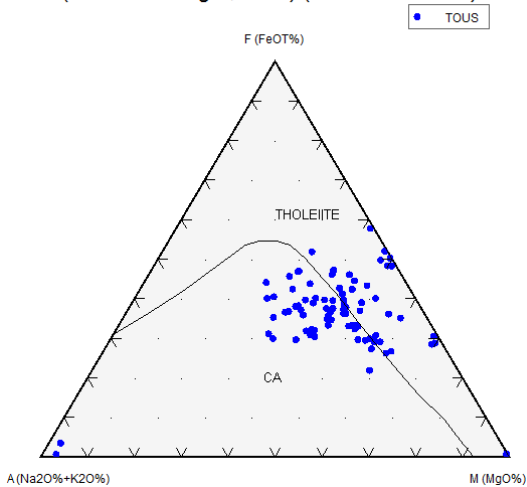
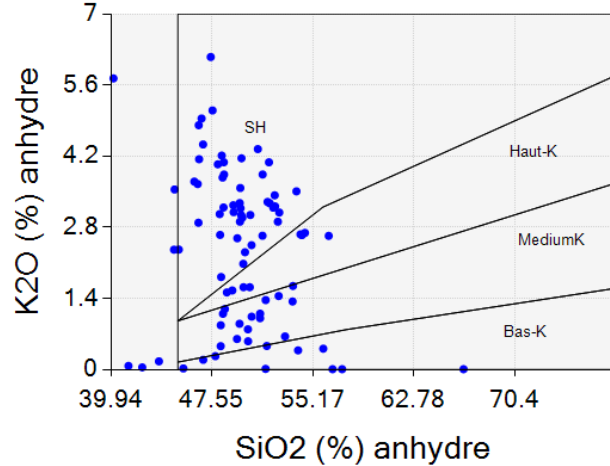


Figure 20 : Contenus en éléments majeurs des lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi compilés dans le cadre de ce projet. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).

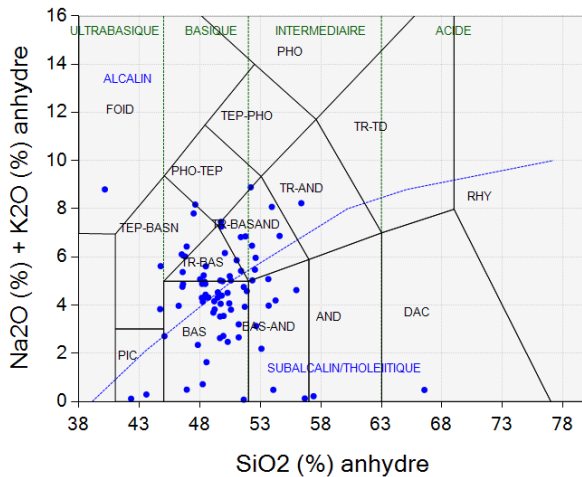
AFM (Irvine et Baragar, 1971) (SousEnsemble1) N=83



SiO2 vs K2O (Peccerillo et Taylor, 1976) N=86



SiO2 vs K2O+Na2O (Le Bas et al. 1986) N=83



Nb/Y vs Zr/TiO2 (Winchester et Floyd, 1977) N=59

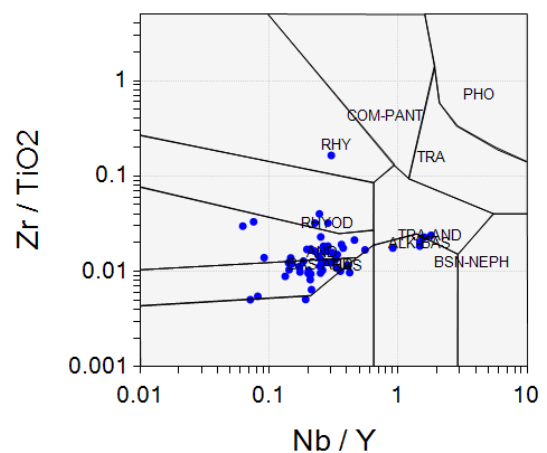


Figure 21 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur les principaux diagrammes de discrimination. Cet exercice montre que ce type de diagrammes ne permet pas d'identifier les lamprophyres.

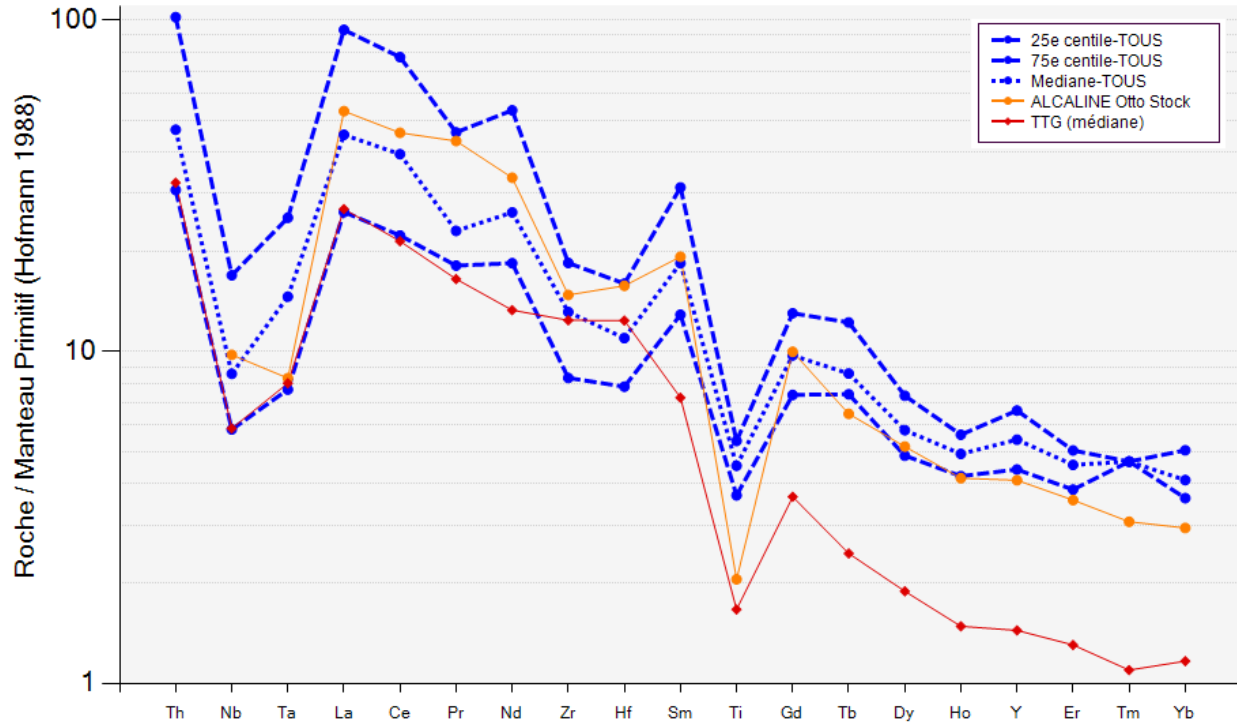


Figure 22 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur un diagramme multiélément (ordre des éléments tiré de Pearce, 2008).

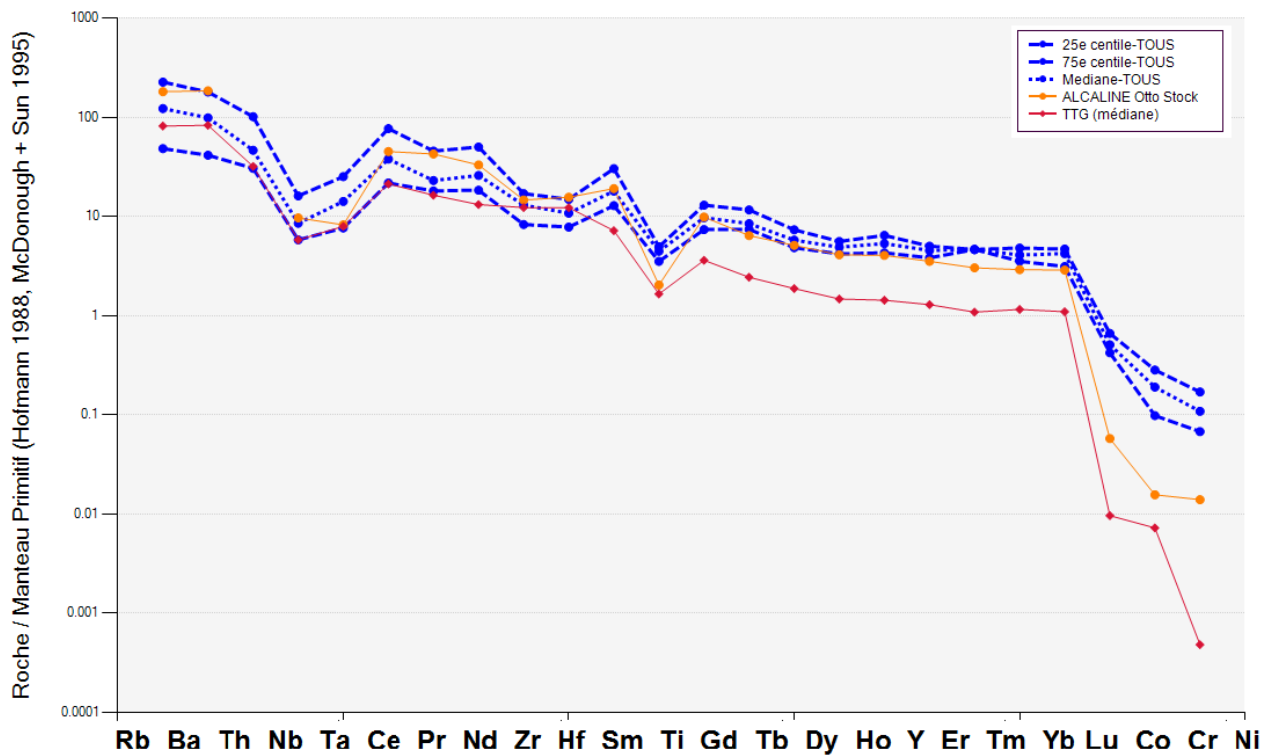


Figure 23 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur un diagramme multiélément (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 - modifiés).

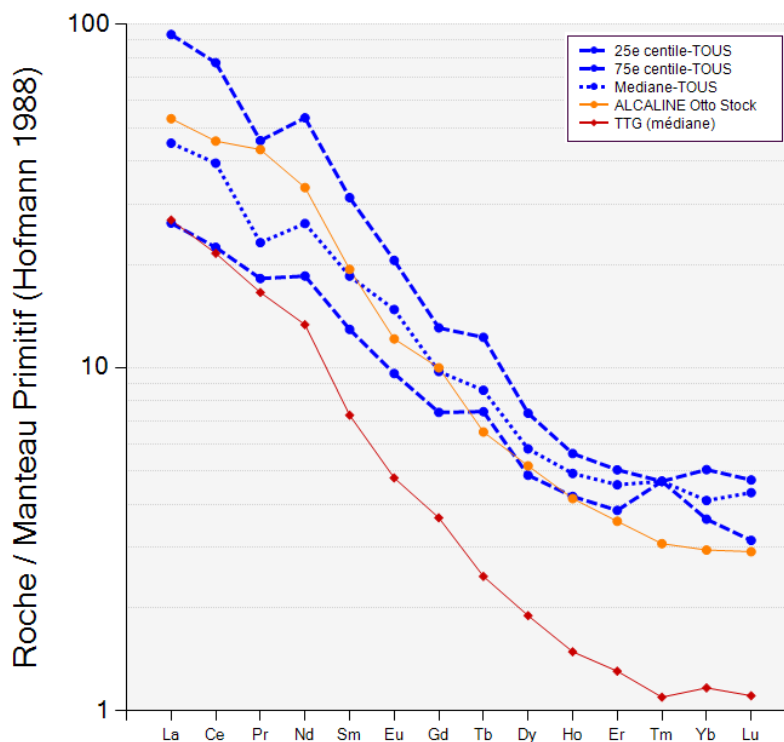


Figure 24 : Lamprophyres shoshonitiques de l'Abitibi représentés sur le spectre des ÉTR.

10.2 Contenu en Au des lamprophyres

Les données compilées proviennent de Wyman et al. (1995) (lamprophyres de la Province de Supérieur, Abitibi inclus), Rowins et al. (1993), et McNeil et Kerrich (1986) (lamprophyres de l'Abitibi). Sur le spectre des éléments du groupe du platine, ces roches présentent parfois des anomalies en Au (voir Figure 6). Afin de quantifier ces anomalies, le ratio suivant a été utilisé :

$$\text{Anomalie_Au} = \text{Au}^* / (0,5 \times \text{Cu}^* + 0,5 \times \text{Ni}^*)$$

Avec « * » indiquant que Au, Ni, et Cu ont été normalisés au manteau primitif (Palme et O'Neill, 2004).

L'amplitude de l'anomalie en Au ont ensuite été comparé au contenu en Au de ces intrusions (Fig.25). Les échantillons présentant une anomalie positive en Au ($\text{Anomalie_Au} > 1$) correspondent à ceux qui contiennent > 5-10 ppb d'or environ. Le contenu normal en Au d'un lamprophyre est habituellement faible (voir Kerrich et Wyman, 1994).

Ainsi, un lamprophyre qui contient > 5-10 ppb d'or, ou qui présente une anomalie en Au positive, a probablement été altéré par un fluide hydrothermal. De tels lamprophyres sont généralement situés à proximité des gisements d'or.

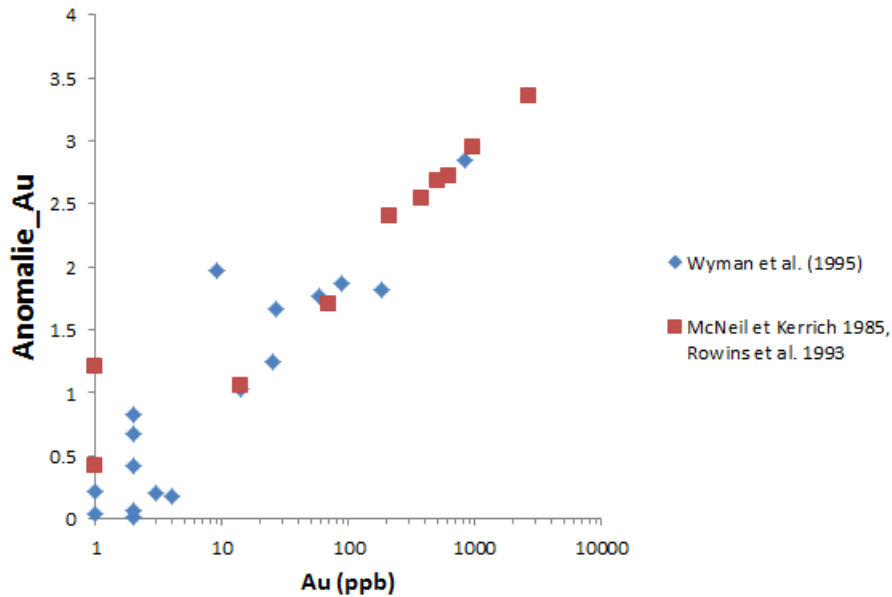


Figure 25 : Contenu en Au des lamprophyres de la Province de Supérieur.

10.3 Données de Osisko Ltd. (Baie-James)

Les données utilisées proviennent du SIGEOM (compilation effectuée par Osisko) et d'Osisko Ltd. D'après leurs contenus en éléments majeurs, ces lamprophyres sont majoritairement des variétés à amphibole (voir contenus faibles en Ti et ratios K_2O/Na_2O faibles). Ils sont cependant trop riches en Al pour être des variétés à amphiboles, d'après les données compilées par Bucholz et al., (2014) (Fig.26). Le contenu en éléments traces de ces intrusions n'est pas facilement interprétable (Fig.27).

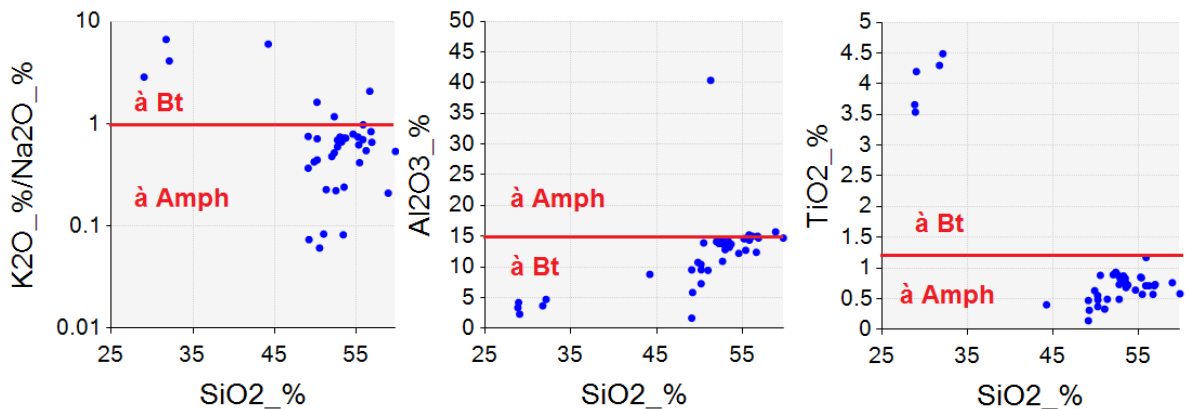


Figure 26 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres compilés par Osisko Ltd. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).

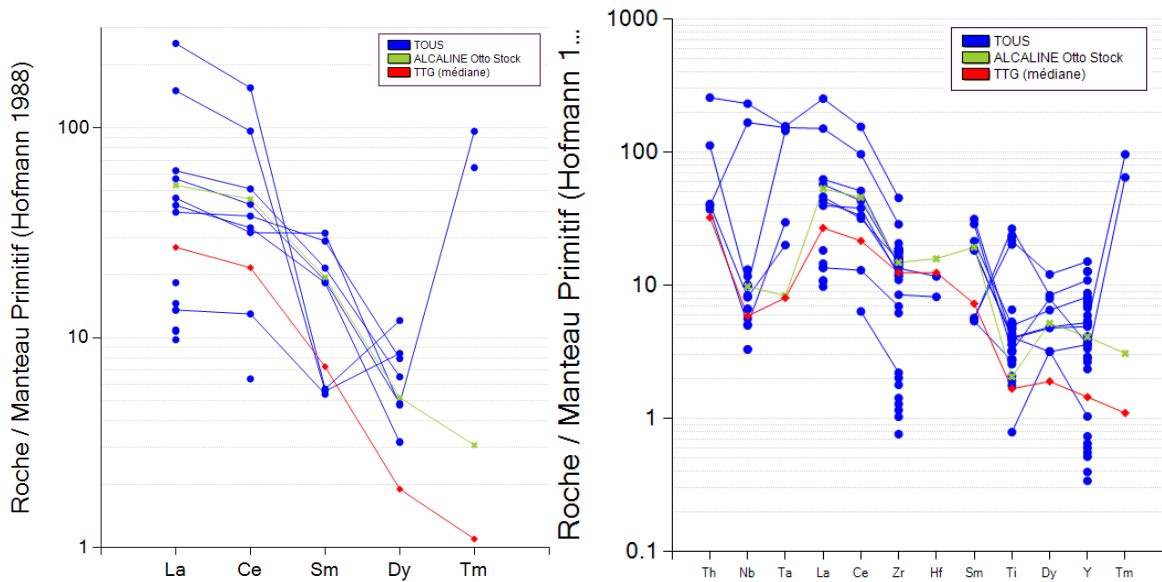


Figure 27 : Spectre des ÉTR et diagramme multiélément des lamprophyres de la base de données d'Osisko.

10.4 Données du GEOROC

Le GEOROC contient 970 échantillons dénommés lamprophyres et qui ont les éléments majeurs analysés. Parmi ces analyses, les lamprophyres shoshonitiques ont été isolés de la façon suivante : (1) roches nommées « lamprophyres » ou « lamprophyres shoshonitiques » ; et (2) $\text{SiO}_2 > 45\%$ pds (voir Figure 9). Un total de 467 analyses a été conservé. Ces lamprophyres ont divers âges et proviennent de contextes très variés.

Le contenu en éléments majeurs de ces intrusions est très varié (Fig.28). Les lamprophyres du GEOROC sont très enrichis en *LILE*, *HFSE*, ÉTRLg, et ÉTRLd par rapport aux syénites et TTG de l'Abitibi (Fig.29 et Fig.30). Ce sont aussi des intrusions mafiques (enrichies en Co-Cr-Ni).

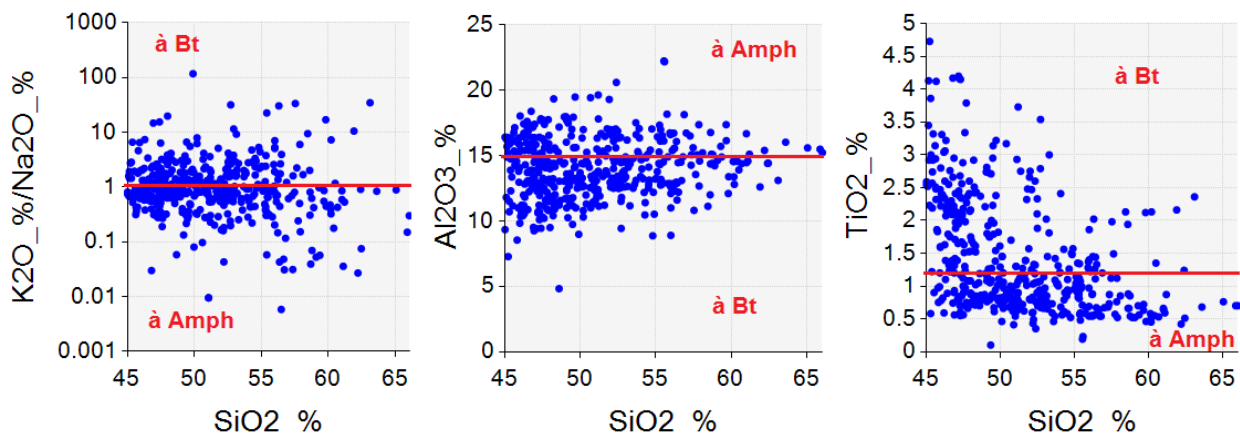


Figure 28 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres du GEOROC. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).

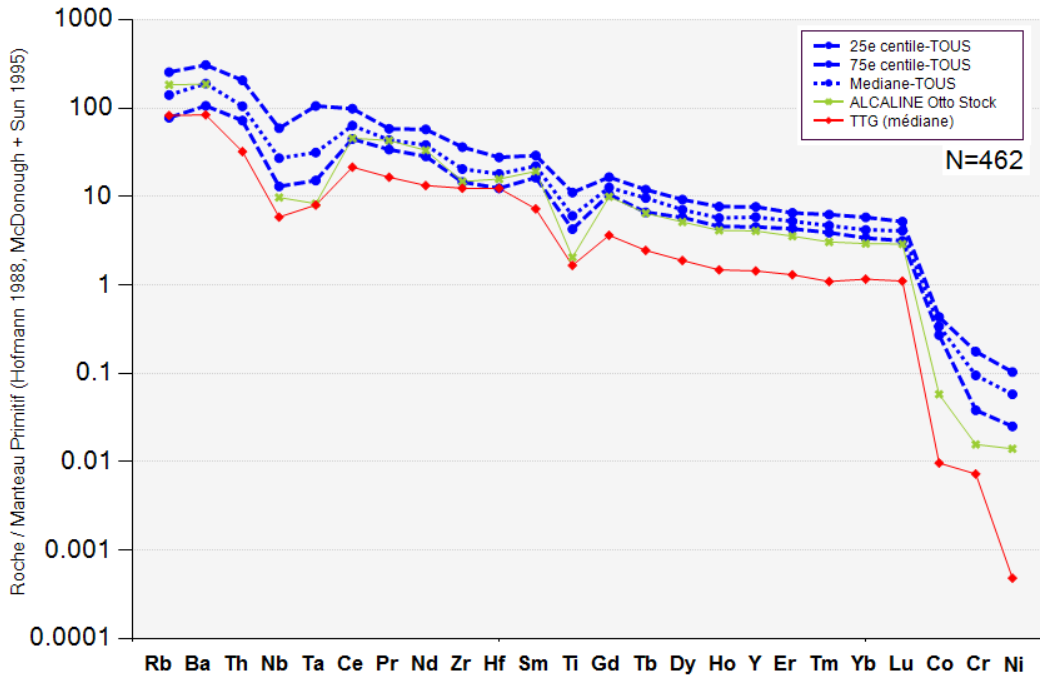


Figure 29 : Diagramme multiélément des lamprophyres de la base de données du GEOROC (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).

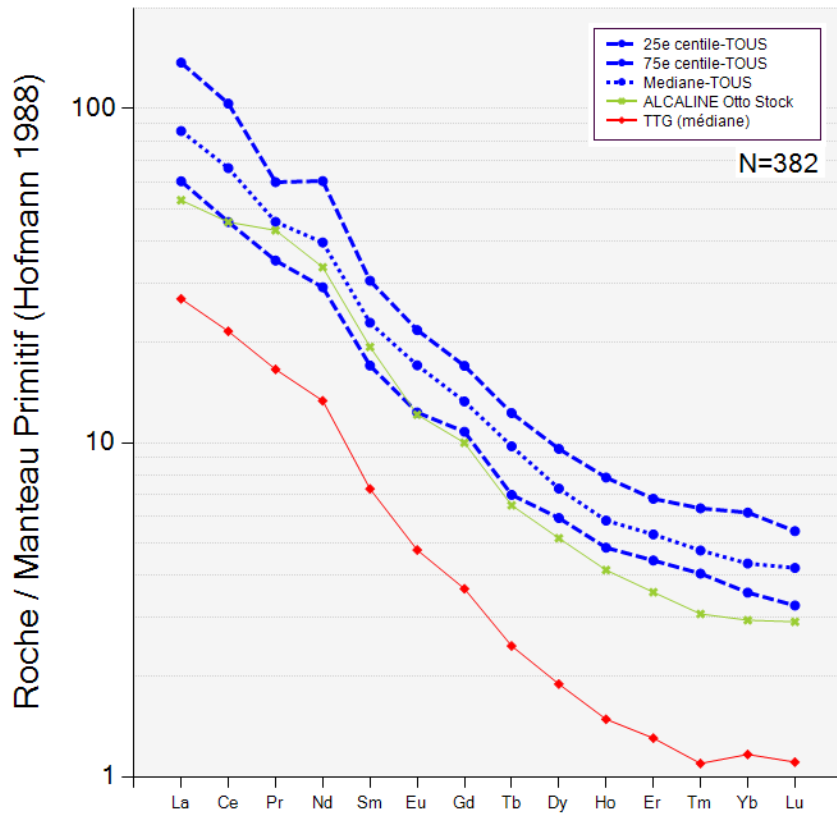


Figure 30 : Spectre des ÉTR des lamprophyres de la base de données du GEOROC.

10.5 Données du SIGEOM

Les données SIGEOM (version 2016) comprennent 177 échantillons de roches avec majeurs analysés, situés en Abitibi et désignés sous le nom de « lamprophyre » (voir champ DESC_ROCH). Les lamprophyres sont désignés comme « mafique » ou « ultramafique » dans cette base de données (notez que les deux types ont des spectres des ÉTR et multiéléments similaires).

Le contenu en éléments majeurs de ces roches montre qu'il pourrait s'agir de lamprophyres dominés par la biotite ou l'amphibole (les champs de Bucholz et al. (2014), là encore, ne sont pas adaptés ; Fig.31). Ces échantillons sont enrichis en *LILE*, *HFSE*, ÉTR, et Cr-Ni-Co (compatibles), et présentent une anomalie en Ti-Nb (Fig.32) : il est possible que la plupart soient bien des lamprophyres. Les anomalies en Dy et Tm sont difficiles à expliquer.

Ces échantillons sont très enrichis en ÉTR, mais le spectre des ÉTR montre des anomalies en Eu (ce qui est anormal pour des lamprophyres), en Dy, et en Tm (Fig.33). Ces anomalies ne sont pas observées dans les lamprophyres compilés à partir de la littérature scientifique (GEOROC ou autre) : elles sont soit le résultat d'erreurs analytiques, sont dues à l'altération, ou indiquent que les roches étudiées ne sont pas toutes des lamprophyres.

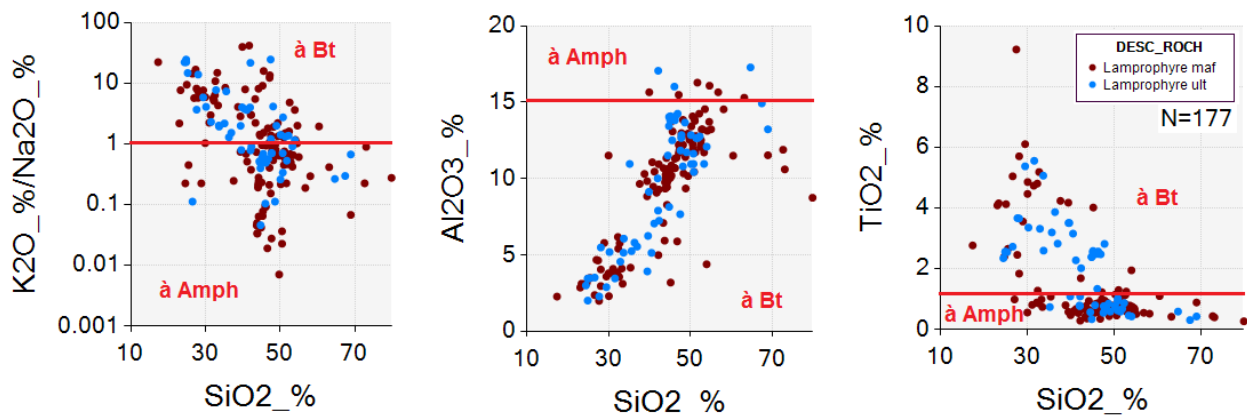


Figure 31 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres de l'Abitibi et de la base de données du SIGEOM. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al., (2014).

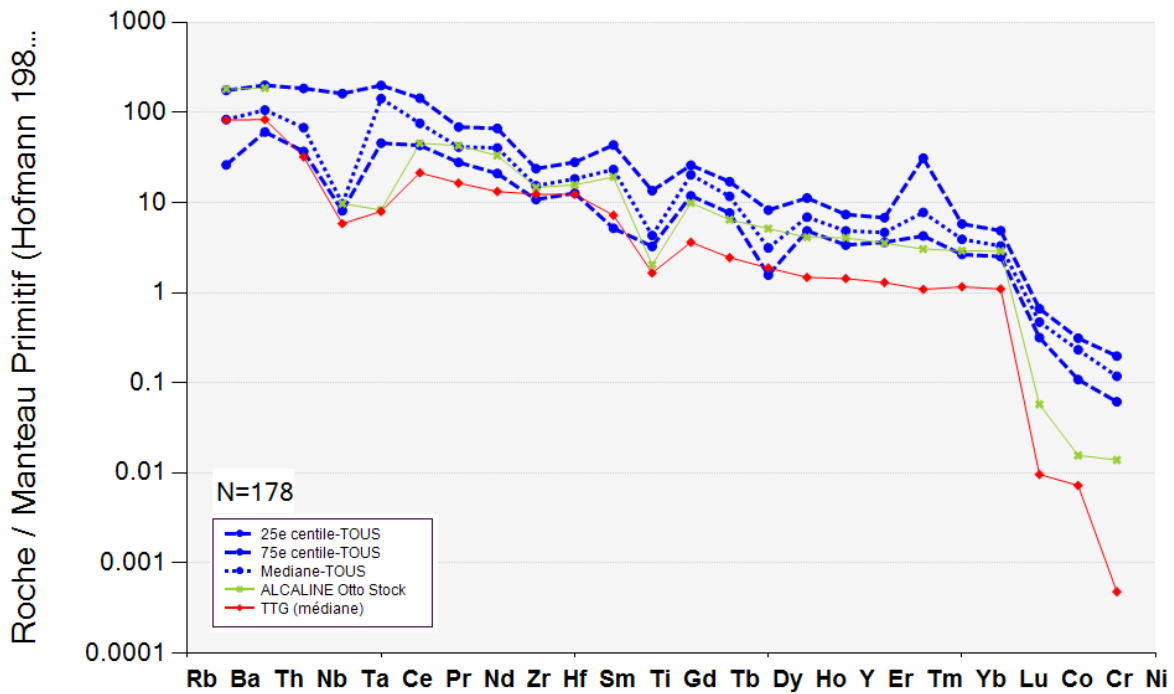


Figure 32 : Diagramme multiéléments des lamprophyres de l’Abitibi de la base de données du SIGEOM (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).

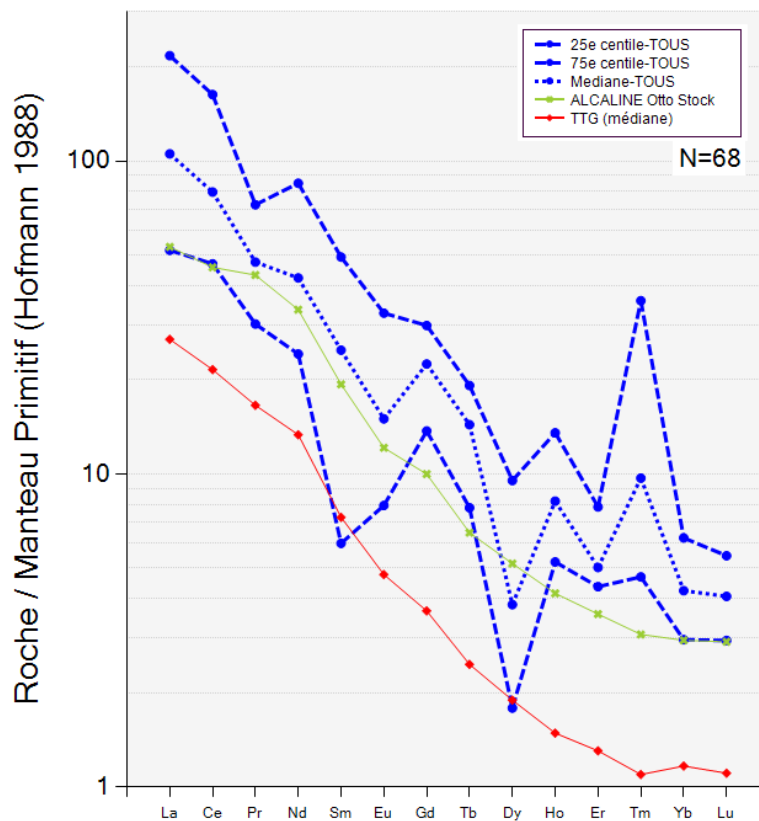


Figure 33 : Spectre des ÉTR des lamprophyres de l’Abitibi de la base de données du SIGEOM.

Les données du SIGEOM 2016 comprennent aussi 145 échantillons de roches avec majeurs analysés, situés en dehors de l'Abitibi (provinces de Supérieur et de Grenville) et désignés sous le nom de « lamprophyre mafique ou ultramafique » (voir champ DESC_ROCH). Ces roches sont principalement des lamprophyres à biotite (voir classification de Bucholz et al. (2014), qui semble mieux adaptée à au moins une partie de ces roches ; Fig.34). Les échantillons montrent également des enrichissements caractéristiques en incompatibles et compatibles, et une anomalie TNT (Fig.35 et Fig.36).

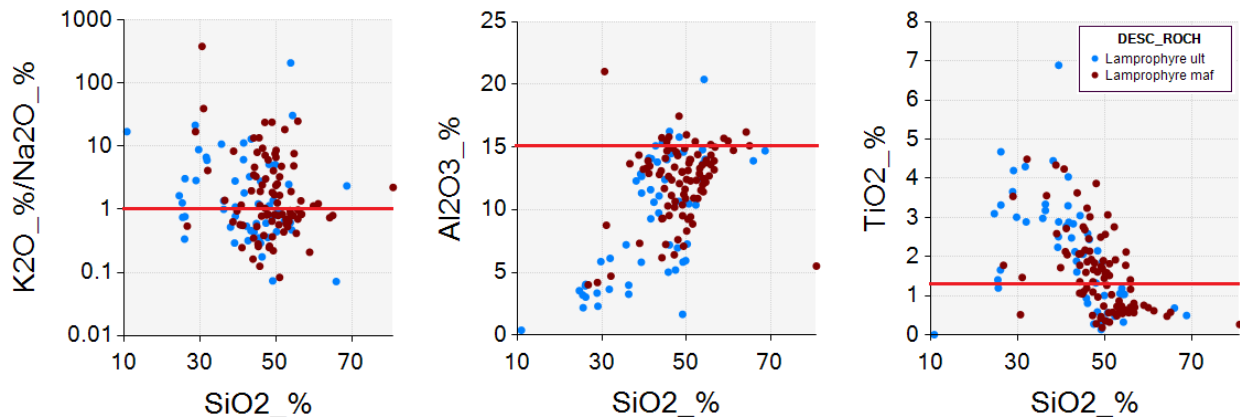


Figure 34 : Contenu en éléments majeurs des lamprophyres du Supérieur et du Grenville, provenant du SIGEOM. Les champs des lamprophyres à amphibole et biotite correspondent à ceux interprétés par Bucholz et al. (2014).

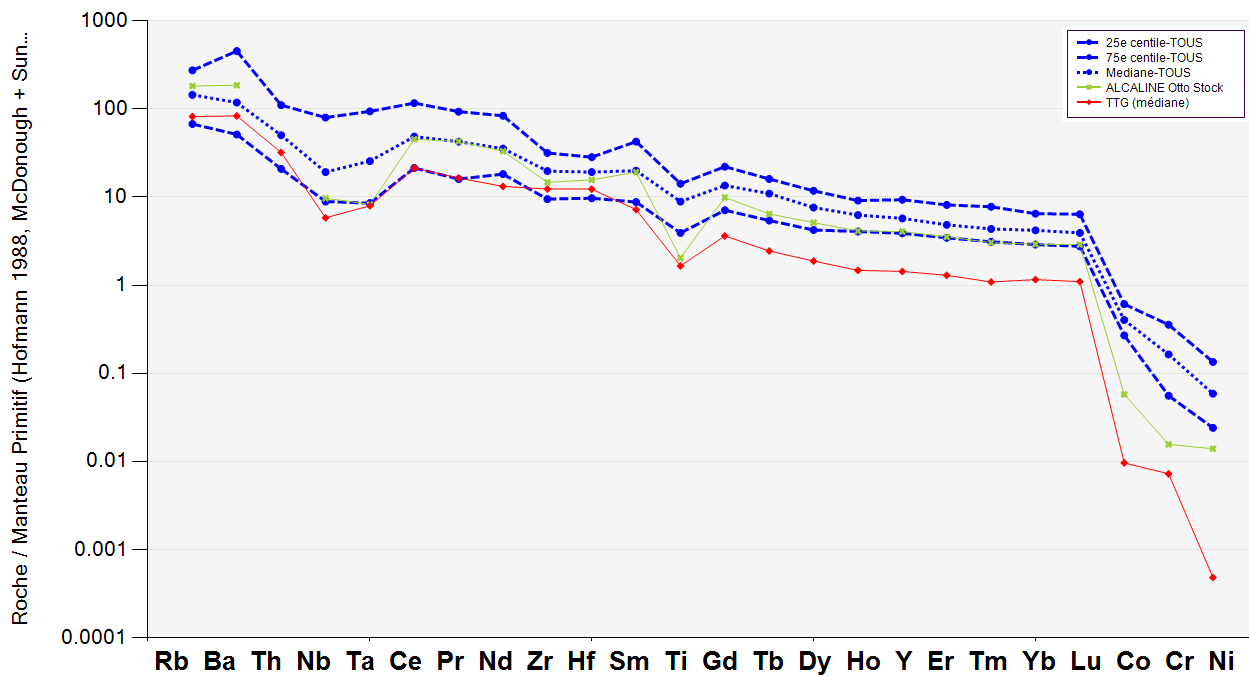


Figure 35 : Diagramme multiélément des lamprophyres du Supérieur et du Grenville provenant de la base de données du SIGEOM (ordre de Sun et McDonough, 1989 et Pearce, 2008 modifiés).

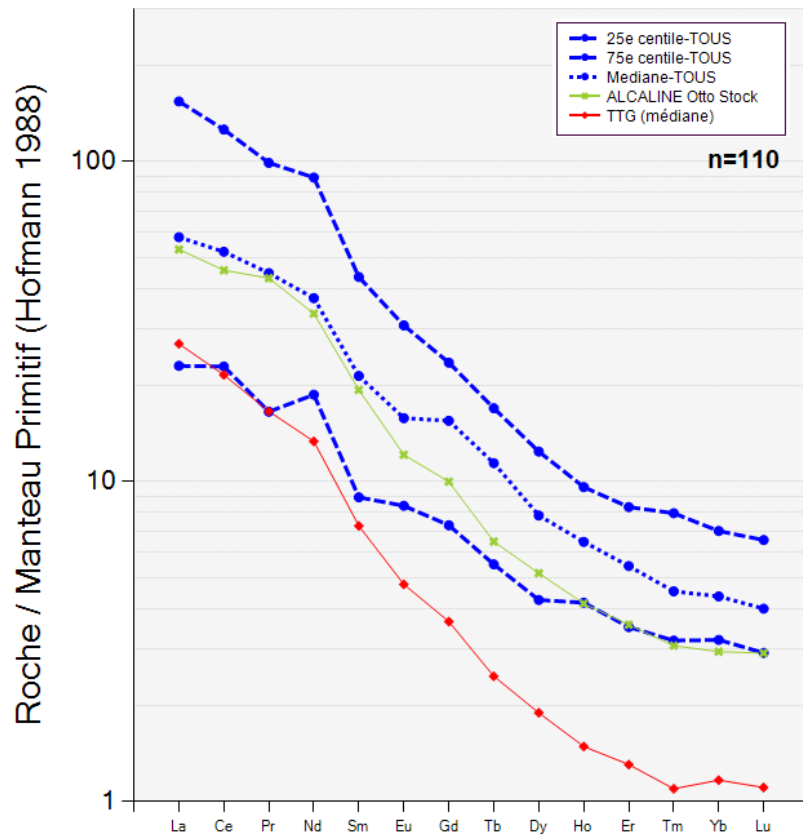


Figure 36 : Spectre des ÉTR des lamprophyres du Supérieur et du Grenville provenant de la base de données du SIGEOM.

11 LAMPROPHYRES DE MALARTIC LAKESHORE

Les lamprophyres de l’affleurement Malartic Lakeshore ont été étudiés en détail dans le cadre de ce projet, et dans le cadre du projet de fin d’étude (PFE) d’Émile Bouchard (UQAC)

11.1 Lamprophyres de Malartic Lakeshore : échantillons de F. Guay

Les lamprophyres de l’affleurement Malartic Lakeshore ont initialement été étudiés par Francis Guay, étudiant à la maîtrise (UQAC), qui a re-cartographié l’affleurement et échantillonné les diverses lithologies présentes (incluant les dykes de lamprophyres). Ces échantillons ont fait l’objet de lames minces et d’analyses chimiques de roches totales (maîtrise de F. Guay), d’observations et d’analyses semi-quantitatives au microscope électronique à balayage (MEB) chez IOS Services Géoscientifiques (dans le cadre de ce projet, les analyses ayant été utilisées par E. Bouchard et L. Mathieu).

L’affleurement Malartic Lakeshore comprend un indice aurifère recoupé par de nombreux dykes, dont des intrusions ayant un faciès lamprophyrique (Guay et al., 2016). Ces dykes ont été classés de la façon suivante : groupe 1) qui sont des dykes riches en biotite et ont une couleur claire ; groupe 3), riches en amphibole et de couleur foncée ; et groupe 2) intermédiaire entre les groupes 1 et 3. La présence de biotite, carbonate et épidote dans ces dykes et leur encaissant basaltique suggère la présence d’altération potassique, de carbonatation, et d’épidotisation (Guay et al., 2016).

Les analyses chimiques et les lames minces ont également été exploitées par l’auteur de ce rapport. Les observations faites en lames minces montrent que les roches nommées lamprophyres (7 échantillons, F. Guay) ont la minéralogie suivante (F. Guay et L. Mathieu) :

- Phénocristaux d’amphibole et/ou de biotite : selon les échantillons, la biotite ou l’amphibole domine. L’amphibole est généralement automorphe et forme des baguettes allongées marquant un fluage (d’origine magmatique?) ;
- Matrice riche en feldspath ;
- Minéraux d’altération : épidote, carbonate, parfois biotite (semble remplacer l’amphibole), chlorite (remplace la biotite). Un exemple de lamprophyre altéré est offert par l’échantillon FG-17 (lame mince 09A, Fig.37).

Une autre série de 14 échantillons a été nommée « tonalite » par F. Guay, avant d’être renommée lamprophyre (Guay et al., 2016). Les observations faites en lames minces montrent que ces échantillons ont un aspect similaire à ceux initialement nommés lamprophyres, bien qu’ils contiennent souvent beaucoup moins d’amphiboles et une quantité supérieure ou similaire de biotite. Ces échantillons sont également beaucoup plus altérés (plus riches en carbonate et biotite) que ceux nommés lamprophyre. Ainsi, il est possible qu’une partie de ces « tonalites » soient effectivement des lamprophyres.

Deux échantillons ont fait l'objet d'analyses détaillées au MEB (voir ci-dessous). Il s'agit des échantillons suivants :

- **Échantillon FG-07 (lame mince 03)** : Il s'agit du lamprophyre du groupe 3 (Guay et al., 2016) qui contient le moins de minéraux d'altération. Cette roche a un grain fin et contient principalement des phénocristaux d'amphiboles qui sont, sur une même section, de formes allongées (les plus petites) et de formes losangées (de tailles souvent plus importantes), et quelques phénocristaux de biotite (Fig.38). Les amphiboles losangées sont clairement zonées, avec un cœur qui semble résorbé et une couronne automorphe. Cet échantillon contient également des amas d'amphiboles, qui pourraient remplacer d'autres types de minéraux (xénolite?).
- **Échantillon FG-02 (lame mince 01)** : Il s'agit d'un échantillon nommé tonalite (F. Guay) ou lamprophyre du groupe 1 (Guay et al., 2016), à grains moyens, et qui contient des phénocristaux d'amphibole qui semblent avoir été déstabilisés par la biotite (déstabilisation magmatique (?), ou remplacement dû à l'altération?). La matrice est riche en feldspath, et le principal minéral d'altération est l'épidote (Fig.39).

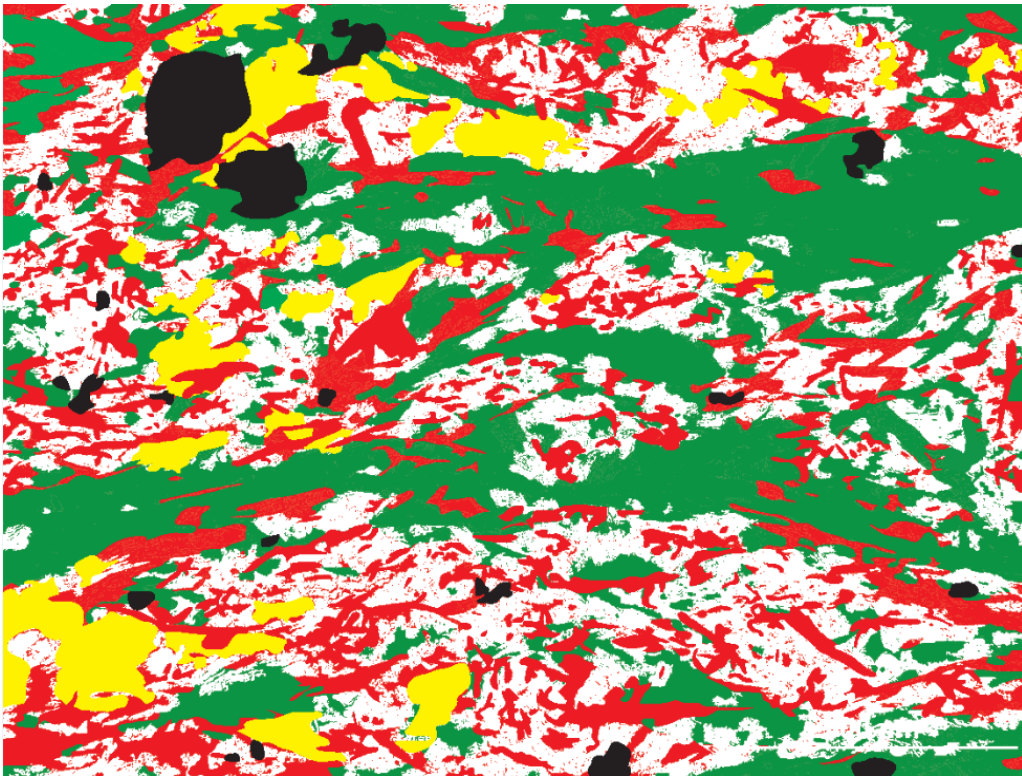
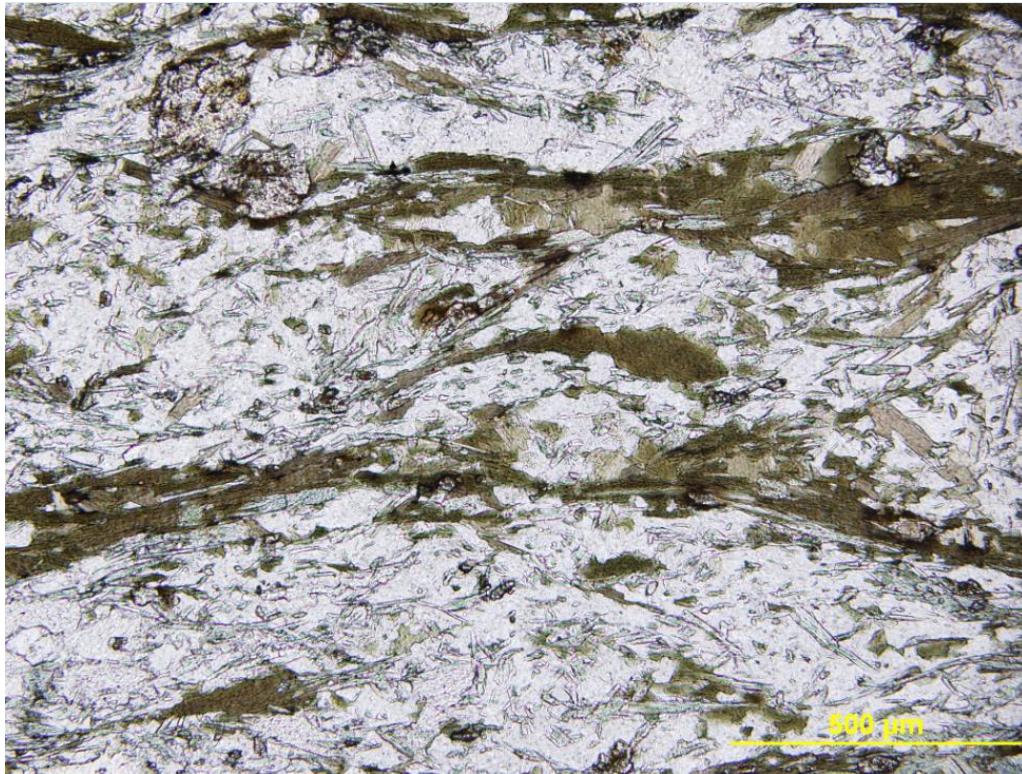


Figure 37 : Photographie de la lame mince 09A (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 26% vol), biotite-chlorite (vert, 34% vol), feldspath (blanc, 30% vol), épidote (noir, 3% vol), et calcite (jaune, 7% vol).

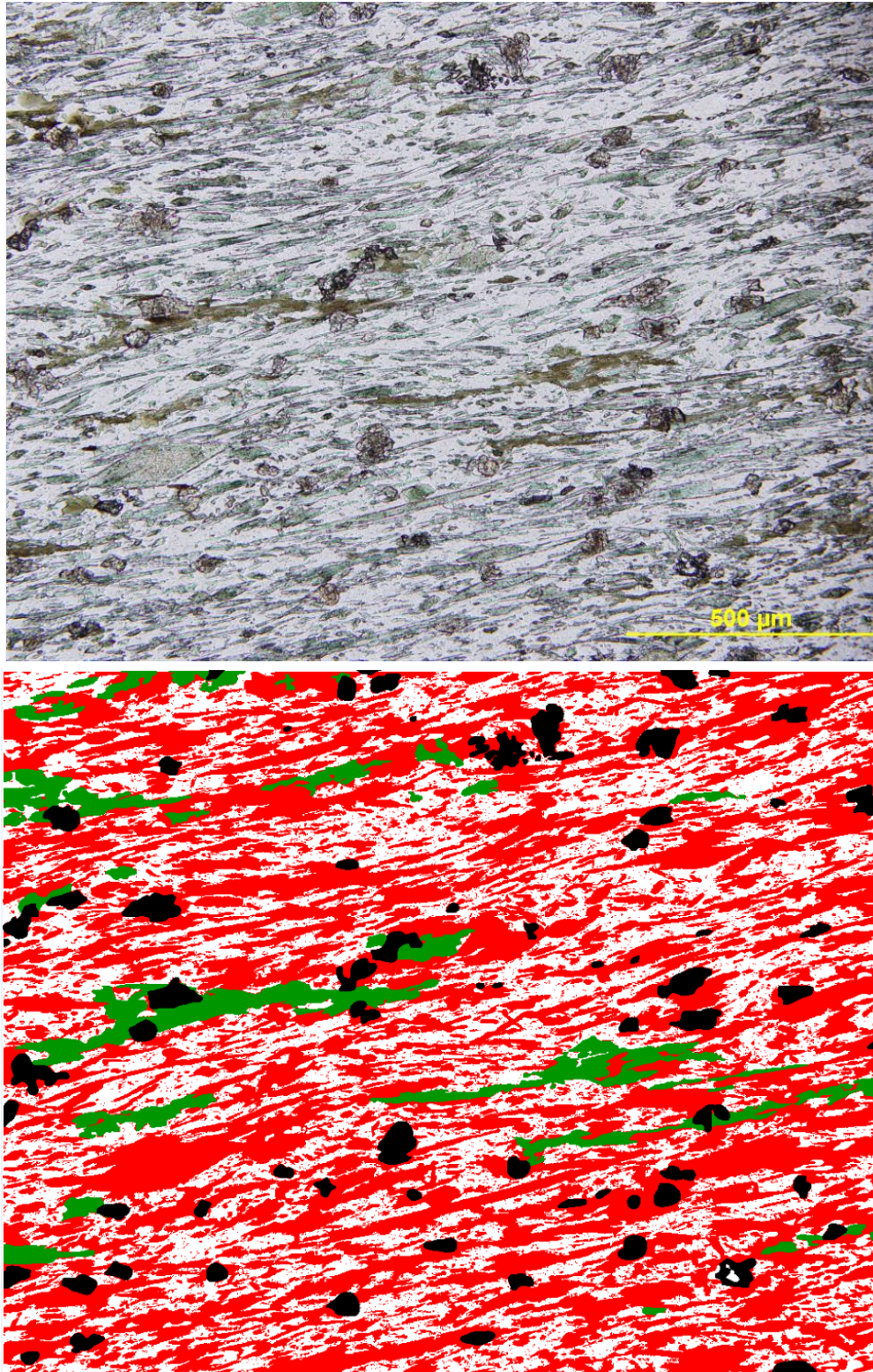


Figure 38 : Photographie de la lame mince 03A (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 56% vol), biotite-chlorite (vert, 6% vol), feldspath (blanc, 33% vol), et épidote (noir, 5% vol).

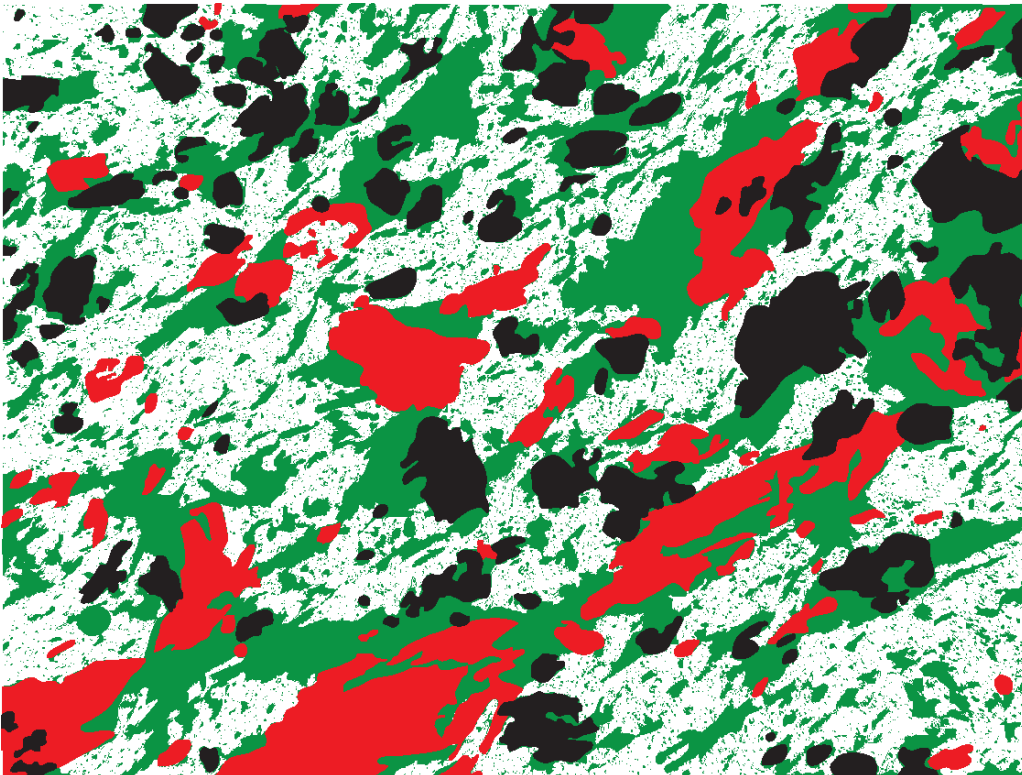
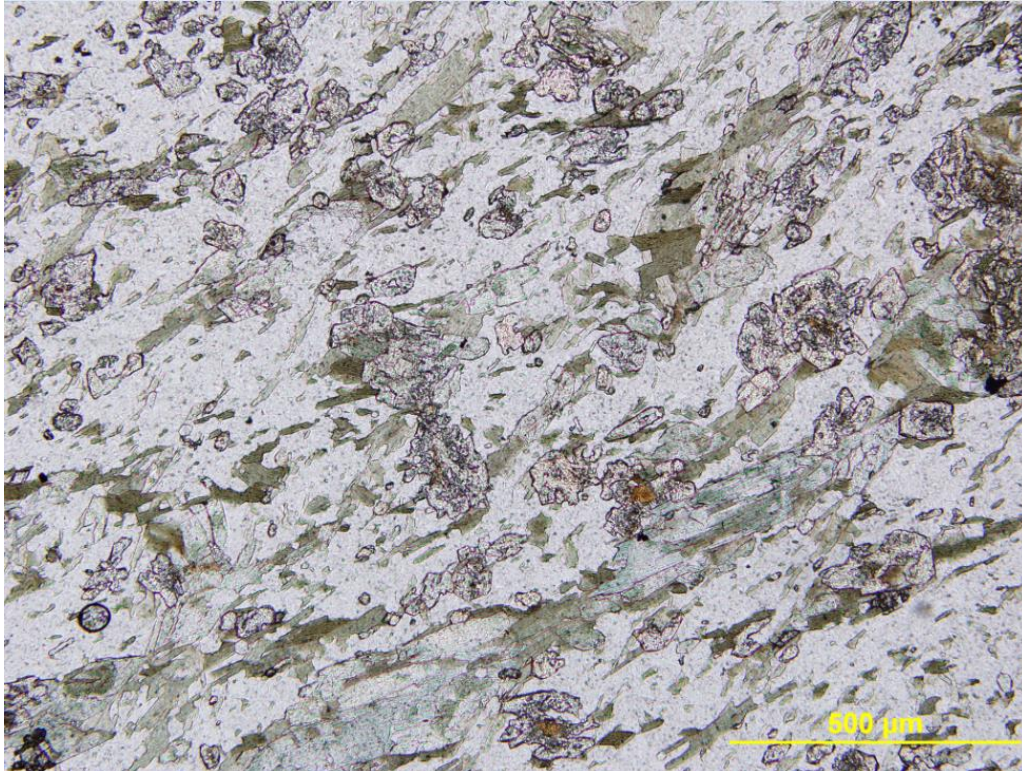


Figure 39 : Photographie de la lame mince 01B (crédit photo Mathieu, L.) et résultat de l'identification (automatique et manuelle) des principaux minéraux : amphibole (rouge ; 15% vol), biotite-chlorite (vert, 32% vol), feldspath (blanc, 38% vol), et épidote (noir, 16% vol).

La chimie des lamprophyres et « tonalites » est décrite à partir de diagrammes multiéléments et de spectres des ÉTR. Sur le spectre des ÉTR (Fig.40), il est observé que les roches étudiées présentent une très grande variabilité chimique : enrichissements variables en ÉTRLg et ETRLd, fractionnement des ÉTR élevé à faible (La^*/Lu^* , Tableau 3), et présence d'une anomalie négative en Eu pour 7 échantillons (5 tonalites et 2 lamprophyres avec $Eu^{**} < 0,8$; Tableau 3). La variabilité des teneurs en ÉTRLg pourrait être due à l'altération, car les ÉTRLg sont plus mobiles que les ETRLd. Cependant, une telle explication n'est pas acceptable pour les ETRLd, qui ne sont mobiles que dans des situations extrêmes et que l'altération dans ces roches reste limitée d'après les observations faites en lame mince. De plus, aucune corrélation entre le degré d'altération estimé en lames minces et l'attitude de ces spectres n'a pu être établie. Une telle variabilité chimique indique plus probablement que ces magmas proviennent d'une (de plusieurs ?) source hétérogène, et ont pu être produits par des degrés de fusion partielle différents.

Le diagramme multiélément montre l'anomalie TNT, typique pour les magmas de l'Abitibi, ainsi qu'une importante hétérogénéité des concentrations en *HFSE* et ETRLd (Fig.41) similaire à celle observée sur le spectre des ÉTR. Comme indiqué précédemment, cette hétérogénéité peut en partie être due à l'altération, mais reflète probablement principalement des magmas parentaux de compositions variées.

Tableau 3 : Principales caractéristiques du contenu en ÉTR des lamprophyres et « tonalites ».

Classification de F. Guay	La*	Lu*	La*/Lu*	Eu** = Eu*/0,5(Sm*+Gd*)
Lamprophyre	39.26	6.17	6.36	0.78
Lamprophyre	41.21	6.42	6.42	0.78
Lamprophyre	41.37	6.25	6.62	0.81
Lamprophyre	77.21	5.75	13.44	0.85
Lamprophyre	48.05	2.73	17.59	0.86
Lamprophyre	70.7	2.73	25.88	0.86
Lamprophyre	53.75	1.96	27.39	0.88
Tonalite	23.62	4.52	5.22	0.74
Tonalite	39.26	6.97	5.63	0.73
Tonalite	33.56	5.62	5.97	0.72
Tonalite	30.62	4.33	7.07	0.88
Tonalite	34.86	3.99	8.74	0.81
Tonalite	43.82	4.95	8.86	0.82
Tonalite	42.35	4.62	9.18	0.93
Tonalite	45.28	4.76	9.52	0.89
Tonalite	41.70	4.30	9.69	0.90
Tonalite	30.14	2.46	12.23	0.70
Tonalite	48.05	3.74	12.86	0.88
Tonalite	86.66	6.08	14.26	0.86
Tonalite	43.66	3.01	14.48	0.76
Tonalite	83.56	1.68	49.75	0.84

*Ce symbole indique que les valeurs sont normalisées au manteau primitif (Hofmann 1988)

Les échantillons FG-02 et FG-07, qui ont été étudiés plus en détail (voir ci-dessous), ont des chimies similaires aux autres lamprophyres de l'Abitibi, les ETRLd exceptés Fig.40-b et Fig.41-b). D'après leurs minéralogies et leurs chimies, ces échantillons pourraient provenir de lamprophyres.

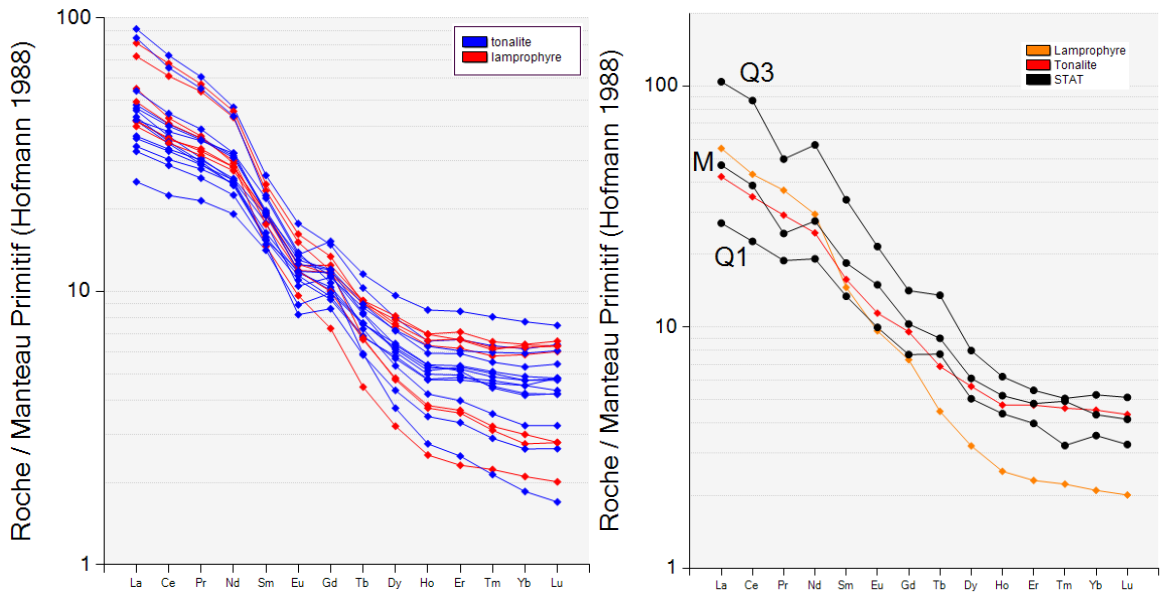


Figure 40 : Spectres des ÉTR normalisés au manteau primitif, montrant : a) les échantillons analysés et classés comme lamprophyre et tonalite par F. Guay ; et b) les échantillons FG-02 (« tonalite ») et FG-07 (« lamprophyre ») comparés aux analyses de lamprophyres de l’Abitibi compilées dans le cadre de ce projet (traits noirs, voir section 10.1).

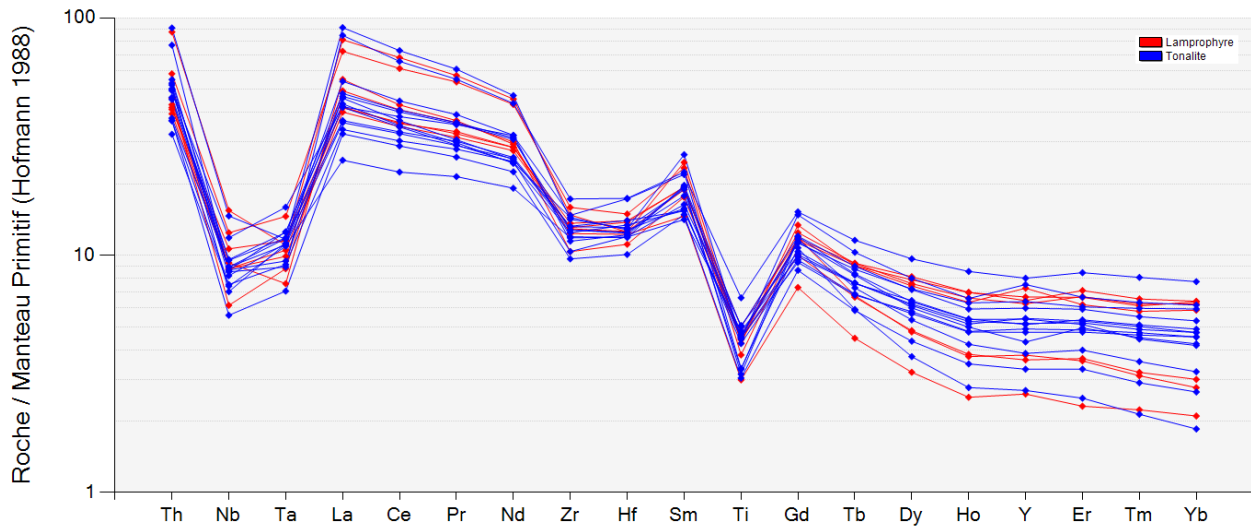


Figure 41 (partie a)

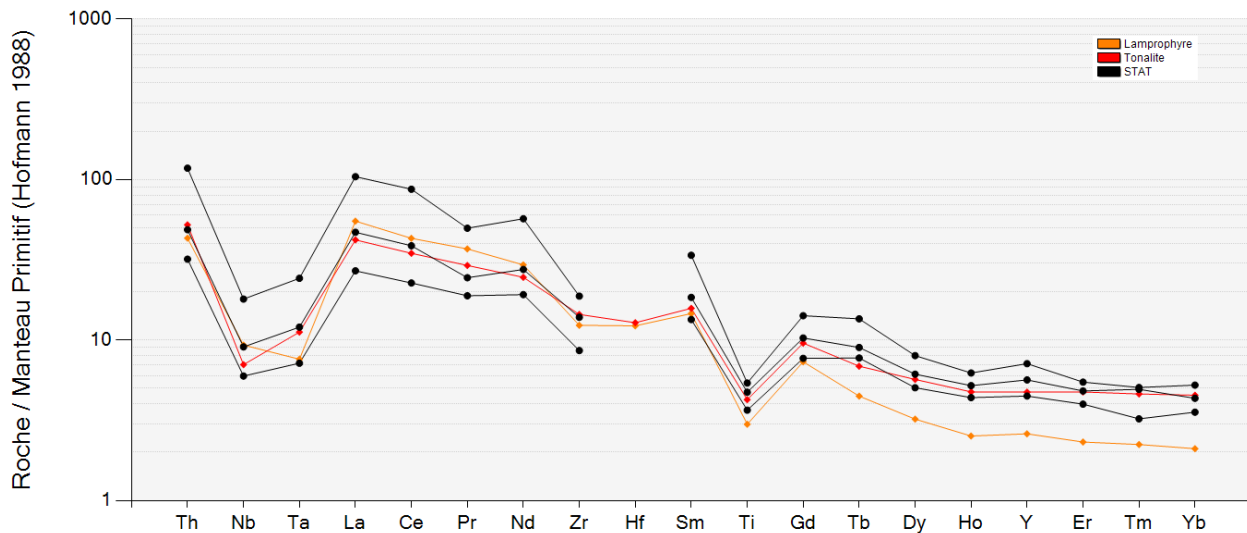


Figure 41 : Diagrammes multiéléments : a) des lamprophyres et tonalites ; et b) des échantillons FG-02 et FG-07 comparés aux analyses de lamprophyres de l'Abitibi compilées dans le cadre de ce projet (traits noirs, voir section 10.1) (ordre de Pearce, 2008).

11.2 Lamprophyres de Malartic Lakeshore : échantillons FG-07 et FG-02

Les interprétations énumérées dans cette section s'appuient sur une étude pétrologique et chimique détaillée des échantillons FG-02 et FG-07. Les images sur lesquels s'appuient ces interprétations ont été obtenues au MEB et sont reproduites aux annexes I et II.

Les analyses *in situ* obtenues au MEB sont des analyses semi-quantitatives des principaux éléments constitutifs des minéraux (c.-à-d. traces exclues). Le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, ainsi que les types de volatils n'ont pas été mesurés. Les formules structurales des minéraux ont été calculées selon les méthodes de normalisation classiques, sur la base de 8 oxygènes (feldspaths) ou 12,5 oxygènes et $\text{FeO}^\top = \text{Fe}_2\text{O}_3$ (épidote). Pour les biotites, les calculs ont été effectués sur la base de 11 oxygènes et en faisant l'hypothèse que le site A est entièrement comblé par $\text{K} + \text{Na} + \text{Ca}$ et que 2H sont présents, ce qui a permis de modéliser le rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Pour les amphiboles, la procédure de Leake et al., 1997, a été utilisée (c.-à-d. calcul sur la base de 23 oxygènes, et utilisation de la moyenne entre les estimés maximums et minimums du ratio $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$).

11.2.1 Chimie des phases minérales

La chimie des minéraux des échantillons FG-02 et FG-07 présente diverses similitudes. Les feldspaths sont des albites quasiment pures (Ab_{97-99}). Les épidotes ont approximativement les formules $\text{Ca}_2\text{Al}_{2.5}\text{Fe}_{0.5}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (FG-07) et $\text{Ca}_2\text{Al}_{2.2}\text{Fe}_{0.8}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (FG-02). Les micas sont des biotites et \pm phlogopites (Fig.42).

Les amphiboles contiennent trois zones : 1) zone A interne de couleur gris moyen avec contact transitionnel avec la zone B ; 2) zone B intermédiaire résorbée et riche en inclusions de biotites et autres, de couleur claire avec contact franc avec la zone C ; et 3) zone C externe finement

zonée de couleur gris moyen-foncé qui entoure la zone B, mais qui se retrouve parfois incluse dans les zones B et A (annexes I et II).

Les deux parties internes sont des Ca-amphiboles pauvres en Si qui contiennent beaucoup de Na (hornblende, tschermakite, hastingsite) alors que la zone externe correspond à des Ca-amphiboles riches en Si qui contiennent très peu de Na (actinote à hornblende) (Fig.43 et Fig.44).

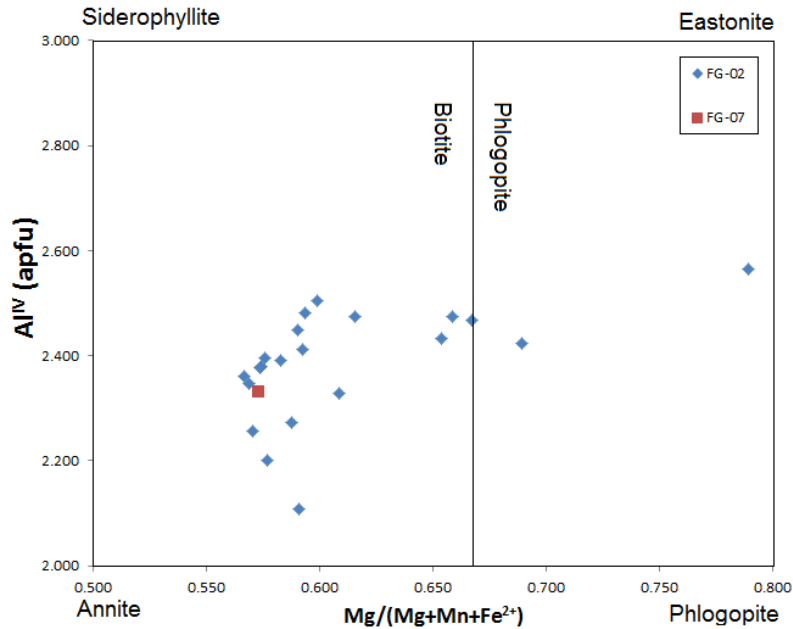


Figure 42 : Composition chimique et classification des biotites.

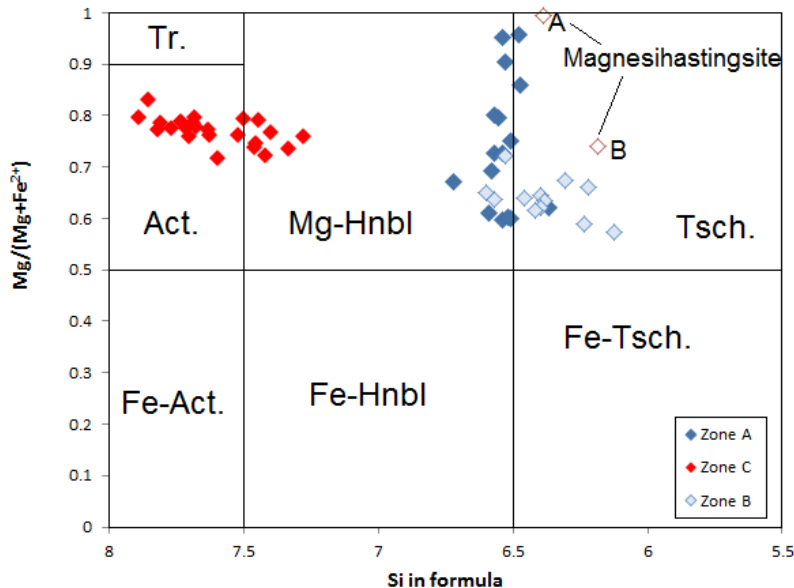


Figure 43 : Composition chimique et classification des amphiboles (FG-07) sur le graphique de Leake et al.,(1997), pour les Ca-amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A < 0,5$. Les losanges évidés correspondent à des amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A \geq 0,5$ et qui ont été classées à l'aide d'un autre graphique.

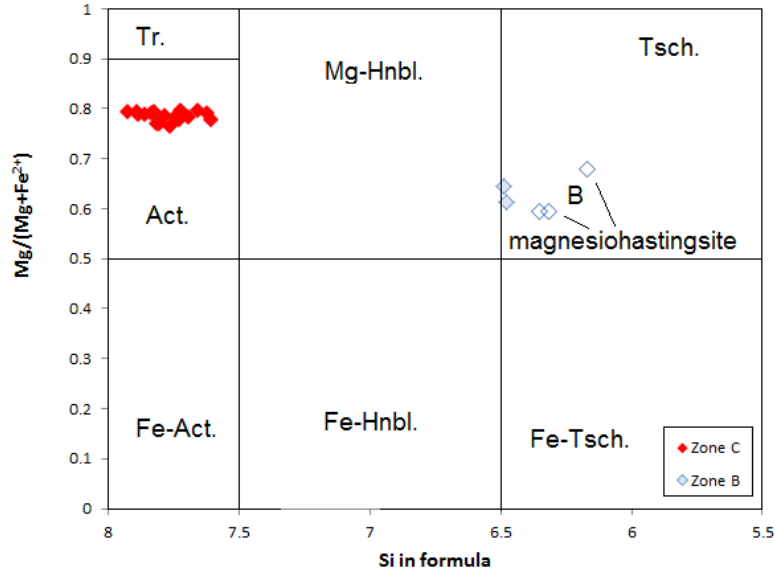


Figure 44 : Composition chimique et classification des amphiboles (FG-02) sur le graphique de Leake et al., (1997), pour les Ca-amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A < 0.5$. Les losanges évidés correspondent à des amphiboles caractérisées par $(Na+K)_A \geq 0.5$ et qui ont été classées à l'aide d'un autre graphique. Une analyse, qui provient d'une amphibole Ca-Na (magnésiokatophorite), n'est pas représentée.

11.2.2 Échantillon FG-07

L'échantillon FG-07 est principalement constitué d'amphiboles zonées et d'albites, de rares biotites, des minéraux d'altération épidote et carbonates, et de quelques accessoires (titanites abondantes, apatites identifiées). Les Ca-amphiboles, qui ont un cœur riche en Na et Ti-Mg (zone A) et un pourtour à Na et Fe (zone B) pourraient correspondre à des amphiboles d'origine magmatiques à zonation normale (cœur à Mg, pourtour à Fe). Ces amphiboles sont résorbées, indiquant qu'il pourrait s'agir d'antécristaux. Leur pourtour (zone C) est automorphe, riche en Mg, et pourrait correspondre soit à des phénocristaux, soit à des minéraux secondaires (produits par réactions hydrothermales ou métamorphiques). Les rares biotites observées semblent avoir cristallisé en même temps que la zone B des amphiboles (inclusions et autres), bien que certaines biotites (celles de grandes tailles, situées en dehors des amphiboles) puissent être secondaires.

L'altération est principalement marquée par la formation d'épidotes. Les épidotes sont des minéraux à Ca-Al-Si-(Fe). Elles pourraient être le résultat d'un apport externe de Ca. Cependant, un simple passage de fluides dans les lamprophyres aurait pu déplacer les éléments déjà présents : le Ca, Si et Al de l'épidote pourrait provenir de l'amphibole et du feldspath, le Na est resté dans le feldspath (si ces feldspaths ont perdu Si, Al, et plus de Ca que de Na, cela pourrait expliquer leur richesse exceptionnelle en Na), et le Fe pourrait provenir de la zone C de l'amphibole (la zone C est riche en Mg, et pourrait avoir eu un Mg# moins élevé avant l'altération).

L'altération est généralement peu développée dans l'échantillon FG-07, qui contient environ 5% vol d'épidotes. Au cœur du dyke, cependant, des zones (« amas » ; altération non pervasive) à Amph -Ep - Carb - Titanite ± Bt (voir image K ; annexe I) indiquent qu'une partie du dyke a subi une altération plus poussée. Ces zones sont caractérisées par une absence de feldspaths, ce qui suggère que le Na a été lessivé, et par une abondance d'épidote, de titanite, et de carbonate (ajout ou remobilisation du Ca ? remobilisation du Ti depuis les amphiboles vers les titanites ?).

11.2.3 Échantillon FG-02

L'échantillon FG-02 est principalement constitué d'amphiboles parfois zonées (zone interne B, et zone externe C), ou d'amphibole de couleur grise (zone C ?) contenant des lamelles (reliques de zonations ?) de zones claires (zone B ?), d'albite, de quartz, de nombreuses biotites relativement riches en Mg, d'épidotes, de quelques chlorites, et de titanites, apatites, et oxydes de fer. Les amphiboles ont des chimies similaires à celles des zones B et C de l'échantillon FG-07. Cependant, comparé à l'échantillon FG-07, la zone A du FG-02 est absente, la zone B est moins volumineuse et la zone C domine. Les amphiboles contiennent des inclusions de titanite, biotite, et chlorite qui sont secondaires. La déstabilisation des amphiboles par des biotites est observée dans plusieurs lames minces (voir images E et G ; annexe II). Les biotites sont donc en partie secondaires, et il n'a pas été possible d'identifier des biotites ayant clairement une origine magmatique. Le quartz est plus abondant dans les zones fortement altérées (voir zones riches en épidotes ; image G de l'annexe II) et pourrait soit avoir une origine magmatique, soit être un produit de l'altération.

11.3 Lamprophyres de Malartic Lakeshore : conclusions

La géométrie (dykes), la texture (phénocristaux de biotite et d'amphibole avec feldspath restreint à la matrice), et la chimie roche totale (enrichissement en incompatibles et compatibles comparables à ceux des autres lamprophyres de l'Abitibi) indiquent que les échantillons FG-02 et FG-07 pourraient être des lamprophyres.

L'étude pétrologique détaillée de l'échantillon FG-07 indique un mode de mise en place complexe. Le cœur des amphiboles (zones A et B) a été déstabilisé (minéraux qui ne sont pas en déséquilibre avec le magma qui s'est mis en place dans les dykes ; c.-à-d. que ce ne sont pas des phénocristaux) et ces minéraux sont soit des reliques d'une précédente phase de cristallisation fractionnée (antécristaux), soit des minéraux cristallisés à partir d'un magma différent et qui ont pu être ramassés par le magma pendant sa remontée (p.ex. par « raclage » des conduits ; xénocristaux). Leurs compositions sont typiques des magmas lamprophyriques (magmas riches en alcalins, et particulièrement riches en Na dans ce cas) et proviennent d'un magma qui a cristallisé amphibole calcique à sodique et ± biotite.

Les phénocristaux (en équilibre avec le magma ayant remonté dans les dykes) sont des amphiboles calciques (zone C) et des feldspaths sodiques (albite pure), dont la composition a pu être modifiée par le passage de fluides. Les fluides ont pu redistribuer le Na, Ca, et autres dans cette roche, mais l'altération n'a pas forcément été accompagnée par un ajout ou une perte d'éléments.

Cette dernière hypothèse ne peut cependant pas être testée, car il n'est pas possible de déterminer la composition du précurseur de ce dyke ; les lamprophyres ayant des compositions en éléments majeurs trop variables pour qu'un dyke frais provenant d'un autre endroit puisse être utilisé comme précurseur. Les zones plus fortement altérées ont été carbonatées (ajout de CO₂), et pourraient avoir subi une perte de Na et possiblement un ajout de Ca. Il n'a pas été possible de déterminer si les biotites de grande taille (Figure 38) indiquent un gain de K, ou si elles ont une origine magmatique.

Ainsi, l'étude pétrologique détaillée de l'échantillon FG-07 montre que cet échantillon a subi une altération limitée. Aussi, les minéraux qui sont clairement d'origine magmatique indiquent une cristallisation précoce d'amphibole et de \pm biotite, et une cristallisation tardive d'albite, ce qui confirme que l'intrusion est un lamprophyre. Aussi, rien n'indique que cet échantillon ait subi une altération potassique importante.

L'échantillon FG-02 contient quelques reliques d'amphiboles calciques à sodiques, et les amphiboles semblent avoir cristallisé avant les feldspaths. Ces deux critères suggèrent que la roche est un lamprophyre. La présence de biotite magmatique n'a pas pu être clairement établie, et il est possible que toutes les biotites soient des produits de l'altération. La présence de cristaux de grandes tailles de biotites ne peut donc pas être utilisée comme indicatif de la nature lamprophyrique de la roche.

L'altération est plus intense dans l'échantillon FG-02 lorsqu'on le compare à l'échantillon FG-07. L'abondance d'amphiboles calciques pauvres en Na (zone C) dans l'échantillon FG-02 suggère que ces amphiboles ont une origine hydrothermale (ou qu'il s'agit d'amphiboles magmatiques modifiées par un fluide hydrothermal). L'abondance d'épidote et la présence de feldspath de type albite quasiment pur suggèrent des redistributions du Na-Ca similaire à celle observée dans l'échantillon FG-07. La présence de quartz pourrait être une conséquence de l'altération, puisque la biotite (qui est potentiellement un produit de l'altération) a un ratio Si / (K + Fe + Mg + Al + Ca + Na) relativement faible comparativement à l'albite et à certaines amphiboles (qui sont les principaux minéraux d'origine magmatique). Si le quartz et l'épidote peuvent résulter de la réorganisation des éléments majeurs induite par le passage d'un fluide, la formation d'une grande quantité de biotite nécessite un ajout important de K. Cette conclusion est importante pour l'affleurement Malartic Lakeshore, car elle confirme la présence d'une altération potassique importante qui postdate la mise en place d'au moins une partie des dykes de lamprophyre.

L'implication plus générale de cette conclusion est la suivante : seule une étude pétrologique détaillée permet de qualifier l'altération dans les roches, comme les lamprophyres, qui ont des précurseurs de compositions chimiques atypiques.

12 CONCLUSIONS

Les lamprophyres sont des manifestations magmatiques de petit volume, caractérisées par une chimie et une minéralogie atypiques. Leurs compositions en éléments majeurs sont extrêmement variables, ce qui empêche leurs classifications avec des diagrammes n'utilisant que les éléments majeurs, et ce qui limite la quantification de l'altération. Leurs contenus en éléments traces est grossièrement intermédiaires entre celles de magmas sub-alcalins et alcalins. Leur minéralogie est diagnostique et indique une cristallisation d'amphibole et/ou de biotite précoce, qui précède la cristallisation des feldspaths.

L'identification de lamprophyres *sensu stricto* (c.-à-d. qui ont été formés en profondeur et qui ont remonté le long de structures d'échelle crustale, et qui ne sont pas de simples variantes texturales d'intrusions de gros volume) nécessite des études minéralogiques poussées. À ce jour, il n'est pas possible de dresser un portrait clair de la distribution des lamprophyres en Abitibi et à la Baie-James, et il n'est donc pas possible de déterminer comment ils pourraient être utiles à l'exploration. L'application systématique des critères énumérés dans ce rapport pourrait permettre, à l'avenir, d'identifier les « vrais » lamprophyres, et d'établir si, oui ou non, ce type d'intrusion est plus communs à proximité des gisements d'or orogénique.

Enfin, l'étude de deux échantillons de l'affleurement Malartic Lakeshore montre que des observations minéralogiques détaillées peuvent confirmer la nature lamprophyrique d'une intrusion, lorsque les données chimiques de roche totale et l'observation d'un facies lamprophyre ne font que suggérer une nature potentiellement lamprophyrique. Aussi, seul ce type d'études permet d'identifier et de qualifier l'altération dans un lamprophyre (les bilans de masse, c.-à-d. la quantification de l'altération, ne pouvant pas être calculés puisque la chimie du précurseur ne peut être ni mesurée ni modélisée). Les images obtenues au MEB sont la façon la plus rapide, simple, et sûre de mener ce type d'études, car le MEB permet une observation claire des zonations et des inclusions de petite taille, et permet d'obtenir des compositions ponctuelles et des cartes chimiques très rapidement.

RÉFÉRENCES

- Abraham, E. M. 1951. Geology of McElroy and part of Boston townships. Department of Mines.
- Arculus, R. J. 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 1-12.
- Arth, J. G., et Hanson, G. N. 1975. Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(3), 325-362.
- Arth, J. G., et Barker, F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, 4(9), 534-536.
- Appel, P. W., Polat, A., et Frei, R. 2009. Dacitic ocelli in mafic lavas, 3.8–3.7 Ga Isua gÉTRnstone belt, West GÉTRnland: geochemical evidence for partial melting of oceanic crust and magma mixing. *Chemical Geology*, 258(3-4), 105-124.
- Baier, J., Audéat, A. et Keppler, H. 2008. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267(1):290-300.
- Barrie, C. T. (1990). U–Pb garnet and titanite age for the Bristol Township lamprophyre suite, western Abitibi Subprovince, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(11), 1451-1456.
- Barrie, C. T., et Shirey, S. B. 1991. Nd-and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia–Montcalm area: implications for the formation of late Archean crust in the western Abitibi Subprovince, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(1), 58-76.
- Bédard, L. P., et Chown, E. H. 1992. The Dolodau dykes, Canada: an example of an Archean carbonatite. *Mineralogy and Petrology*, 46(2), 109-121.
- Bergman, S.E. (1987). Lamproites and other potassium rich igneous rocks, in Fitton, J.G., and Upton, B.G.J., eds., *Alkaline igneous rocks: Geological Society of London Special Publication* 30, p. 103-190.
- Bhattacharji, S., et Smith, C. H. 1964. Flowage differentiation. *Science*, 145(3628), 150-153.
- Blichert-Toft, J., Arndt, N. T., et Ludden, J. N. 1996. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, 37(2-3), 97-111.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E., et Geschwind, C. H. 1989. Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc, 1, Mineralogic and major and trace element characteristics. *J. Geophys. Res.*, 94(B4), 4469-4496.
- Bourne, J. H., et Bossé, J. 1991. Geochemistry of ultramafic and calc-alkaline lamprophyres from the Lac Shortt area, Quebec. *Mineralogy and Petrology*, 45(2), 85-103.
- Bruce, E. L. 1935. Little Long Lac gold area. Department of Mines.
- Bucholz, C. E., Jagoutz, O., Schmidt, M. W., et Sambuu, O. 2014. Fractional crystallization of high-K arc magmas: biotite-versus amphibole-dominated fractionation series in the Dariv Igneous complex, Western Mongolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(5), 1072.
- Burrows, D. R., et Spooner, E. T. C. 1986. The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada. In *Proceedings of gold* (Vol. 86, pp. 23-39).
- Bruce, E. L. 1935. Little Long Lac gold area. Department of Mines.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits: *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 280, 584 p

- Camire, G. E., Lafleche, 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(3), 285-305.
- Card, K. D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48(1-2), 99-156.
- Carter, M.W. 1987. Alkalic rocks of the Thunder Bay area, Ontario. *Ont. Geol. Surv. Misc. Pap.*, 137, 109-116.
- Cawthorn, R. G., et Brown, P. A. 1976. A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *The Journal of Geology*, 84(4), 467-476.
- Conceição, R. V., et GÉTRn, D. H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+ pargasite lherzolite. *Lithos*, 72(3), 209-229.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y., et Jensen, L. S. 1989. U–Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi gÉTRnstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9), 1747-1763.
- Corfu, F., Jackson, S. L., et Sutcliffe, R. H. 1991. U–Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(4), 489-503.
- Corfu, F., et Noble, S. R. 1992. Genesis of the southern Abitibi gÉTRnstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 2081-2097.
- Côté-Vertefeuille, E. 2016. Caractérisation des dykes de lamprophyres en relation avec la minéralisation aurifère de la Baie-James. *Projet de fin d'étude GLG-3100*, p. 91
- Downes, H., Balaganskaya, E., Beard, A., Liferovich, R., et Demaiffe, D. 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos*, 85(1), 48-75.
- Dubé, B., Williamson, K., McNicoll, V., Malo, M., Skulski, T., Twomey, T., et Sanborn-Barrie, M. 2004. Timing of gold mineralization at Red Lake, Northwestern Ontario, Canada: New constraints from U-Pb geochronology at the Goldcorp high-grade zone, Red Lake mine, and the Madsen mine. *Economic Geology*, 99(8), 1611-1641.
- Dyer, W. S. 1936. Geology of the Martin-Bird property in Hearst Township. *Ont Dept Mines 44th Ann Report*, 44, 56-58.
- Edgar, A.D. 1983. Relation of ultrapotassic magmatism in the western USA to the Yellowstone plume: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, v. 147, p. 35-46.
- Edwards, G. R. 1983. Geology of the Straw Lake area, districts of Kenora and Rainy River (Vol. 222). Toronto, Ont.: Ontario Ministry of Natural Resources: Public Service Centre, Ministry of Natural Resources.
- Ellam, R. M., et Hawkesworth, C. J. 1988. Elemental and isotopic variations in subduction related basalts: evidence for a ETRLd component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(1), 72-80.
- Esperança, S., et Holloway, J. R. 1987. On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(2), 207-216.

- Faure, S., Godey, S., Fallara, F., et Trépanier, S. 2011. Seismic architecture of the Archean North American mantle and its relationship to diamondiferous kimberlite fields. *Economic Geology*, 106(2), 223-240.
- Feldstein, S. N., et Lange, R. A. 1999. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: Evidence for melting of a subduction-modified mantle. *Journal of Petrology*, 40(8), 1301-1320.
- Feng, R., Fan, J., et Kerrich, R. 1993. Noble metal abundances and characteristics of six granitic magma series, Archean Abitibi Belt, Pontiac Subprovince; relationships to metallogeny and overprinting of mesothermal gold deposits. *Economic Geology*, 88(6), 1376-1401.
- Feng, R., et Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*, 98(1-2), 23-70.
- Fowler, M. B. 1988. Ach'uaiane hybrid appinite pipes: Evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite genesis. *Geology*, 16(11), 1026-1030.
- Frey, F. A., GÉTRn, D. H., et Roy, S. D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of petrology*, 19(3), 463-513.
- Frohberg, M.H. 1937. The ore deposits of the Michipicoten area: Ontario Dept. Mines Geol. Rept., v. 44(8), 39-83.
- Gill, J. B. 1981. Geophysical setting of volcanism at convergent plate boundaries. In *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* (pp. 44-63). Springer Berlin Heidelberg.
- Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Gill, J., et Whelan, P. 1989. Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4561-4578.
- Gillgrass, C. 1998. A summary of the mapping and sampling program at orezone's la grande east property. Mines d'or Virginia inc. GM 56089, p. 77.
- Gledhill, T. L. 1927. Michipicoten gold area. District of Algoma, 51-85.
- GÉTRn, T. H. 1980. Island arc and continent-building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63(1-4), 367-385.
- GÉTRn, D. H. 1981. Petrogenesis of Archaean ultramafic magmas and implications for Archaean tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, 4, 469-489.
- GÉTRn, T. H., et Pearson, N. J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1), 55-62.
- Grove, T., Parman, S., Bowring, S., Price, R., et Baker, M. 2002. The role of an H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 375-396.
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkins-Tanton, L. T., Chatterjee, N., et Müntener, O. 2005. Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5), 542-565.

- Guay, F., Pilote, P., et Daigneault, R. 2016. Minéralisation aurifère filonienne et déformation sur l'indice Malartic Lake Shore, Sous-Province de l'Abitibi, Québec. Rapport présenté au MERN dans le cadre d'un projet de Maitrise, p. 76.
- Gumbel, CW. Von. 1874. Die palfiolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. Franz, Munich
- Hart, S. R., et Brooks, C. 1977. The geochemistry and evolution of early Precambrian mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61(2), 109-128.
- Hattori, K., Hart, S. R., et Shimizu, N. 1996. Melt and source mantle compositions in the Late Archaean: A study of strontium and neodymium isotope and trace elements in clinopyroxenes from shoshonitic alkaline rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22), 4551-4562.
- Hawkesworth, C. J., O'nions, R. K., et Arculus, R. J. 1979. Nd and Sr isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2), 237-248.
- Hellman, P. L., et GÉTRn, T. H. 1979. The role of sphene as an accessory phase in the high-pressure partial melting of hydrous mafic compositions. *Earth and Planetary Science Letters*, 42(2), 191-201.
- Hodgson, C. J., et Troop, D. G. 1988. A new computer-aided methodology for area selection in gold exploration; a case study from the Abitibi gÉTRnstone belt. *Economic Geology*, 83(5), 952-977.
- Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 297-314.
- Hopkins, P.E. 1924. Ontario gold deposits: Ontario dept. Mines Geol. Rept. v. 30, p. 73.
- Hurst, M. E. 1936. Gold deposits in the vicinity of Red Lake. Ont. Dept. Mines Geol. Rep, 44(6), 1-52.
- Jackson, T. A, Lewis, J.F., Scot, P. W., et Manning, P. A. S. 1998. The Petrology of Lamprophyre Dykes in the Above Rocks Granitoid, Jamaica: Evidence of rifting above a subduction zone during the early Tertiary. *Caribbean Journal of Science*, vol. 34, no. 1-2, pp. 1-11.
- Jaques, A.L., Lewis, J.D., et Smith, C.B. 1986. The kimberlites and lamproites of Western Australia: Geological Survey of Western Australia Bulletin, v. 132, 268 p.
- Jenney, C. P. 1961. Geology and ore deposits of the Mattagami area, Quebec. *Economic Geology*, 56(4), 740-757.
- Joly, M. 1985. Corrélation des unités volcaniques archéennes de la formation d'Haüy et de leurs dykes « nourriciers » de la région de Chibougamau. Projet de PFE, UQAC, p. 55.
- Kerrick, R. 1986. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects. *Pure and applied geophysics*, 124(1-2), 225-268.
- Kerrick, R., et Feng, R. 1992. Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews*, 32(1), 33-60.
- Kerrick, R., et Wyman, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18(9), 882-885.

- Kerrick, R., et Wyman, D. A. 1994. The mesothermal gold-lamprophyre association: significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. *Mineralogy and Petrology*, 51(2-4), 147-172.
- Kopylova, M. G., Afanasiev, V. P., Bruce, L. F., Thurston, P. C., et Ryder, J. 2011. Metaconglomerate preserves evidence for kimberlite, diamondiferous root and medium grade terrane of a pre-2.7 Ga Southern Superior protocraton. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(1), 213-225.
- Laflèche, M. R., Dupuy, C., et Dostal, J. 1991. Archaean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi gÉTRnstone belt. *Precambrian Research*, 52(1), 71-96.
- Lafrance, N. 2006. Caractérisation des intrusions d'affinité kimberlitique des secteurs Le Tac et Lac Shortt, Abitibi, Québec (Doctoral dissertation, Université Laval).
- Lawton, K. D. 1959. *Geology of Boston Township and part of Pacaud Township*. Department of Mines.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., et Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Maitre, R.W. 1989. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks International Union of Geological Sciences. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. R. W. Le Maitre (Ed.). Blackwell Scientific Publ..
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., et Lameyre, J. 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms; Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. In Subcommission on the Systematics of Igneous rocks. Cambridge University Press.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., et Linthout, K. 1997. Report. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.
- Leat, P. T., Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., et Dickin, A. P. 1988. Compositionally-Diverse Miocene—Recent Rift-Related Magmatism in Northwest Colorado: Partial Melting, and Mixing of Mafic Magmas from 3 Different Asthenospheric and Lithospheric Mantle Sources. *Journal of Petrology*, (1), 351-377.
- Le Bas, M. J., et Streckeisen, A. L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833.
- LeCheminant, A. N., Miller, A. R., et LeCheminant, G. M. 1987. Early Proterozoic alkaline igneous rocks, District of Keewatin, Canada: petrogenesis and mineralization. Geological Society, London, Special Publications, 33(1), 219-240.
- Lefebvre, N., Kopylova, M., et Kivi, K. 2005. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks. *Precambrian Research*, 138(1), 57-87.
- Lefebvre, N., Kopylova, M., et Kivi, K. 2005. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks. *Precambrian Research*, 138(1), 57-87.

- Legault, M. I., et Hattori, K. 1994a. Provenance of igneous clasts in conglomerates of the Archaean Timiskaming Group, Kirkland Lake area, Abitibi gÉTRnstone belt, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(12), 1749-1762.
- Legault, M. I., et Hattori, K. 1994b. Late Archaean geological development recorded in the Timiskaming Group sedimentary rocks, Kirkland Lake area, Abitibi gÉTRnstone belt, Canada. *Precambrian research*, 68(1-2), 23-42.
- Legault, G., et Simard, G. 1998. Satisfaction au travail et sentiment d'appartenance: une relation à explorer. AGRH, 9ème Congrès, "La GRH éclatée", Université de Versailles, 19-20.
- Levesque, G. S., Cameron, E. M., et Lalonde, A. E. 1991. Duality of magmatism along the Kirkland Lake–Larder Lake fault zone, Ontario. *Current Res., Part C, Geol. Surv. Canada, Pap*, 17-24.
- Lovell, H. L. 1972. *Geology of Eby and Otto area. District of Tim.*
- Macdonald, R., Rock, N. M. S., Rundle, C. C., et Russell, O. J. 1986. Relationships between late Caledonian lamprophyric, syenitic, and granitic magmas in a differentiated dyke, southern Scotland. *Mineralogical Magazine*, 50(358), 547-557.
- Macdonald, R., Rock, N. M. S., Rundle, C. C., et Russell, O. J. 1986. Relationships between late Caledonian lamprophyric, syenitic, and granitic magmas in a differentiated dyke, southern Scotland. *Mineralogical Magazine*, 50(358), 547-557.
- MacLean, A. 1956. *Geology of Lebel Township. Baptist Johnson, Printer to the Queen's Most Excellent Majesty.*
- Mathieu, L. 2015. Les intrusions alcalines de l'Abitibi : pétrologie, chimie, altération hydrothermale, et leurs relations aux minéralisations aurifères. Rapport CONSOREM, projet 2014-06, 110 p.
- McCall, G. W., Nabelek, P. I., Bauer, R. L., et Glascock, M. D. 1990. Petrogenesis of Archean lamprophyres in the southern Vermilion Granitic Complex, northeastern Minnesota, with implications for the nature of their mantle source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(4), 439-452.
- McCulloch, M. T., et Gamble, J. A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374.
- McLennan, J. F. 1915. Quartz veins in lamprophyre intrusions. *English Mining Journal*, 99, 11-13.
- McNeil, A. M., et Kerrich, R. 1986. Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(3), 324-343.
- Menzies, M.A., et Hawkesworth, C.J. 1987. *Mantle metasomatism: London, Academic Press, 463 p.*
- Mercier-Langevin, P. 2000. Les minéralisations aurifères au sein de la tonalite de La Grande-Sud, Baie-James, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, MSc, p. 274
- Mitchell, R. H. 1989. Aspects of the petrology of kimberlites and lamproites: some definitions and distinctions. *Kimberlites and related rocks: Their composition, occurrence, origin and emplacement*, 1, 7-45.
- Mitchell, R.H., 1994b. Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic viewpoint. In *Proc. Fifth Int. Kimberlite Conf 1. Kimberlites and*

Related RockY and Mantle Xenoliths (H. O.A. Meyer & O.H Leonardos, eds.). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Brasilia), Spec. Publ. 1/A, 15-26.

Mitchell, R. H. 1994. The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*, 51(2-4), 137-146.

Morrison, G. W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108.

Moore, E. S. 1937. Geology and ore deposits of the Ramore area. Ontario Dept. Mines GeolRep. 45 (6), 1-37.

Moore, G., et Carmichael, I. S. E. 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3-4), 304-319.

Morin, D. 1998. La brèche intrusive de Rivard mise en place, nature et origine d'un lamprophyre ultrapotassique Grenvillien et de ses xénolites ultramafiques, région de Mont-Laurier, Québec (Doctoral dissertation, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).

Morassee, S. 1989. Geological Setting and Evolution of the Lac Shortt Gold Deposit, Waswanipi, Quebec, Canada. Queens's University.

Mueller, W., et Donaldson, J. A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(10), 2249-2265.

Mueller, W. U., Daigneault, R., Mortensen, J. K., et Chown, E. H. 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi gÉTRnstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265(1-2), 127-150.

Muentener, O., Kelemen, P. B., et Grove, T. L. 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(6), 643-658.

Murphy, J. B. 2013. Appinite suites: a record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth-Science Reviews*, 119, 35-59.

Mysen, B. O., et Kushiro, I. 1977. Compositional variations of coexisting phases with degÉTR of melting of peridotite in the upper mantle. *American Mineralogist*, 62(9-10), 843-856.

Mysen, B. O. 1988. Structure and properties of silicate melts (Vol. 4). Elsevier Science Limited.

Nadeau, O., Stevenson, R., et JÉbrak, M. 2014. The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-ÉTR), Abitibi, Canada: insights from carbonate fingerprinting. *Chemical Geology*, 387, 144-156.

Nadeau, O., Cayer, A., Pelletier, M., Stevenson, R., et JÉbrak, M. 2015. The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted ÉTR-Nb deposit, Abitibi, Canada: Geology, mineralogy, geochemistry and genesis. *Ore Geology Reviews*, 67, 314-335.

Nemec, D. 1988. Origin of syenite porphyries in the central Bohemian Pluton by magma mixing. *Ne Jahrb Mineral Abh*, 159, 59-71.

Norman, G.W.H. 1937. East half Opémiska map area. Québec. Commission Géologique du Canada, paper 37-11.

Palme, H., et O'Neill, H. S. C. 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on geochemistry*, 2, 568.

- Pearce, T. H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19(2), 142-157.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J. A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), 14-48.
- Peccerillo, A., Poli, G., et Tolomeo, L. 1984. Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(3), 230-240.
- Peccerillo, A., et Taylor, S. R. 1976. Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2), 121-126.
- Perring, C. S., Rock, N. M., Golding, S. D., et Roberts, D. E. 1989. Criteria for the recognition of metamorphosed or altered lamprophyres: a case study from the Archaean of Kambalda, Western Australia. *Precambrian Research*, 43(3), 215-237.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R. J., et Taylor, S. R. 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chemical Geology*, 30(3), 227-256.
- Platt, R. G., Mitchell, R. H., et Holm, P. M. 1983. Marathon dikes: Rb–Sr and K–Ar geochronology of ultrabasic lamprophyres from the vicinity of McKellar Harbour, northwestern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 961-967.
- Righter, K., et Carmichael, I. S. 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and PT estimates for biotite-bearing igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 1-21.
- Rock, N.M.S., 1977. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. *Earth-Science Reviews*, 13(2), 123-169.
- Rock, N.M.S., 1984. Nature and origin of calcalkaline lamprophyres: Minettes, vogesites, kersantites and spessartites: *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, v. 74, p. 193-227.
- Rock, N. M. S., 1986. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology*, 27(1), 155-196.
- Rocks, N. M. S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: An overview. *Geological Society of London Special Publication* 30, 191-226.
- Rock, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*, Blackie, Glasgow, UK. ISBN 978-0442303969
- Rock, N. M., Groves, D. I., Perring, C. S. et Golding, S. D. 1989. Gold, lamprophyres, and porphyries: what does their association mean. *Economic Geology Monograph*, 6, 609-625.
- Rock, N.M.S. et Hunter, R.H., 1987. Late Caledonian dike-swarms of northern Britain; spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granitic magmatism: *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 807-826.
- Rock, N.M.S. et Groves, D.I. 1988b. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? *Nature*, 332: 235–255. doi:10.1038/332253a0.
- Rock N.M.S. et Groves, D.I. 1988a. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? *Geology*, 16: 538–541.

- Rosenbusch, H. 1897. *Mikroskopische Physiographie*, 3. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart
- Smith BH, Skinner EMW 1984. A new look at Prairie CÉTRk, Arkansas. In: Kornprobst J (ed) *Kimberlites I. Kimberlites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 255-284
- Rowins, S. M., Cameron, E. M., Lalonde, A. E., et Ernst, R. E. 1993. Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock CÉTRk pluton, Kirkland Lake, Ontario: Evidence for an extensional tectonic setting. *Canadian Mineralogist*, 31, 219-219.
- Sage, R.P. 2000. The "Sandor" diamond occurrence, Michipicoten GÉTRnstone Belt, Wawa, Ontario: a preliminary study. Ontario Geological Survey Open File Report, vol. 6016. 49 pp.
- Satterly, J. 1952. *Geology of Munro township*. Department of Mines.
- Schandl, E. S., O'Hanley, D. S., et Wicks, F. J. 1989. Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi gÉTRnstone belt, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 27(4), 579-591.
- Schulz, K. J., Smith, I. E. M., et Blanchard, D. P. 1979. The nature of Archean alkalic rocks from the southern portion of the Superior Province. *Eos*, 60, 410.
- Schulz, K. J. 1982. The nature and significance of Archean alkali magmatism, southern Superior Province (abstract). *Geol Assoc Can Mineral Assoc Canada Jt Annu Meet, Program Abstr 7 : 80*
- Shirey, S. B., et Hanson, G. N. 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites.
- Simard, P. 1996. Rapport des travaux, Propriété La Grande Sud. Mines d'or Virginia inc. GM 54334, p. 34
- Sims, P. K., et Mudrey Jr, M. G. 1972. Syenitic plutons and associated lamprophyres. *Geology of Minnesota: a centennial volume*. Minn Geol Surv, 160-162.
- Smith, A. R., et Sutcliffe, R. H. 1988. Plutonic rocks of the Abitibi Subprovince. Ontario Geol Surv, Summary of Field Work and Other Activities (1988) Misc Pap, 141, 188-196.
- Sneeringer, M., Hart, S. R., et Shimizu, N. 1984. Strontium and samarium diffusion in diopside. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(8), 1589-1608.
- Sparks, R. S. J., Pinkerton, H., et Macdonald, R. 1977. The transport of xenoliths in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(2), 234-238.
- Spera, F. J. 1984. Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(3), 217-232.
- Stachel, T., Banas, A., Muehlenbachs, K., Kurszlaukis, S., et Walker, E. C. 2006. Archean diamonds from Wawa (Canada): samples from deep cratonic roots predating cratonization of the Superior Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(6), 737.
- Stern, R. A., et Hanson, G. N. 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32(1), 201-238.
- Stern, R. A., et Hanson, G. N. 1992. Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada: rare earth element and Nd- Sr isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(4), 515-526.
- Stern, R. A., Hanson, G. N., et Shirey, S. B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9), 1688-1712.

- Stott, G. M., Ayer, J. A., Wilson, A. C., et Grabowski, G. P. B. 2002. Are the neoproterozoic diamond-bearing breccias in the Wawa area related to late-orogenic alkalic and "sanukitoid" intrusions. Summary of field work and other activities, 9-1.
- Sun, S. S., et McDonough, W. S. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Sutcliffe, R. H. 1987. Petrology of middle Proterozoic diabases and picrites from Lake Nipigon, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96(2), 201-211.
- Sutcliffe, R. H., Smith, A. R., Doherty, W., et Barnett, R. L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105(3), 255-274.
- Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., et Kjarsgaard, B. A. 2005. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rationale and implications. Journal of Petrology, 46(9), 1893-1900.
- Taylor, W. R., Rock, N. M., Groves, D. I., Perring, C. S., et Golding, S. D. 1994. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, Western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. Applied geochemistry, 9(2), 197-222.
- Thompson, R. N., et Fowler, M. B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94(4), 507-522.
- Thomson, J. E., et Griffis, A. T. 1944. Geology of Gauthier Township, east Kirkland Lake area. Department of Mines.
- Tremblay, J.F. 1999. Dykes de lamprophyre et brèche en relation avec la minéralisation aurifère, Tonalite La Grande Sud, Baie-James. Projet de PFE, UQAC, p. 40.
- Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., et Larrea, P. 2014. Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): a record of magma history and a window to mineral-melt partitioning. Lithos, 184, 225-242.
- Ujike, O. 1985. Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Crystal Lake area, east of Kirkland Lake, Ontario, Canada. Earth and planetary science letters, 73(2-4), 333-344.
- Venturelli, G., Thorpe, R. S., Dal Piaz, G. V., Del Moro, A., et Potts, P. J. 1984. Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(3), 209-220.
- Watson, K. D. 1957. Hornblende lamprophyre dykes in southwestern Lesueur Township, Quebec. Can Mineral, 6, 15-30.
- Williams, F. 2002. Diamonds in late Archean calc-alkaline lamprophyres Ontario, Canada: Origins and implications.
- Winchester, J. A., et Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology, 20, 325-343.
- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M., et Scott Smith, B. H. 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. Canadian Mineralogist, 34, 175-186.
- Wyllie, P. J. 1977. Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics, 43(1-2), 41-71.

- Wyman, D. A., et Kerrich, R. 1988. Archean lamprophyres, gold deposits and transcrustal structures: Implications for gÉTRnstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, 93, 454-459.
- Wyman, D., et Kerrich, R. 1989. Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4667-4696.
- Wyman, D., et Kerrich, R. 1989. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralization. *Economic Geology Monograph*, 6, 651-667.
- Wyman, D. A., et Kerrich, R. 1993. Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*, 34(6), 1067-1109.
- Wyman, D., et Kerrich, R. 2010. Mantle plume–volcanic arc interaction: consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada This article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme Lithoprobe—parameters, processes, and the evolution of a continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 565-589.
- Wyman, D., Kerrich, R., et Sun, M. 1995. Noble metal abundances of late Archean (2.7 Ga) accretion-related shoshonitic lamprophyres, Superior Province, Canada. *Geochimica et cosmochimica acta*, 59(1), 47-57.
- Wyman, D. A., Kerrich, R., et Polat, A. 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume–arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction–accretion complex. *Precambrian Research*, 115(1), 37-62.
- Wyman, D. A., Ayer, J. A., Conceição, R. V., et Sage, R. P. 2006. Mantle processes in an Archean orogen: evidence from 2.67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths. *Lithos*, 89(3), 300-328.
- Wyman, D. A., Hollings, P., et Conceição, R. V. 2015. Geochemistry and radiogenic isotope characteristics of xenoliths in Archean diamondiferous lamprophyres: Implications for the Superior Province cratonic keel. *Lithos*, 233, 111-130.
- Wager, L. R., et Deer, W. A. 1939. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuag, E. GÉTRnland. *Meddr. Grenland*, 105.
- Yoder, H. S., et Tilley, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532.
- Zen, E. A. 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27(5), 1095-1117.

ANNEXE I – FG-07

Cette annexe reproduit les cartes obtenues à partir du MEB. Les cartes en noirs et blancs sont des cartes de densité moyenne (électrons rétrodiffusés). Les cartes en couleurs sont soit des cartographies chimiques (MEB), soit des traitements d'images effectués avec Python et Illustrator. Pour ces dernières, le code couleur est le suivant : biotite en VERT, amphibole en ROUGE, épidote en BLANC, feldspath et quartz en NOIR, titanite et apatite en MAUVE, et carbonates en JAUNE.

Image BSE FG-07 Zone A

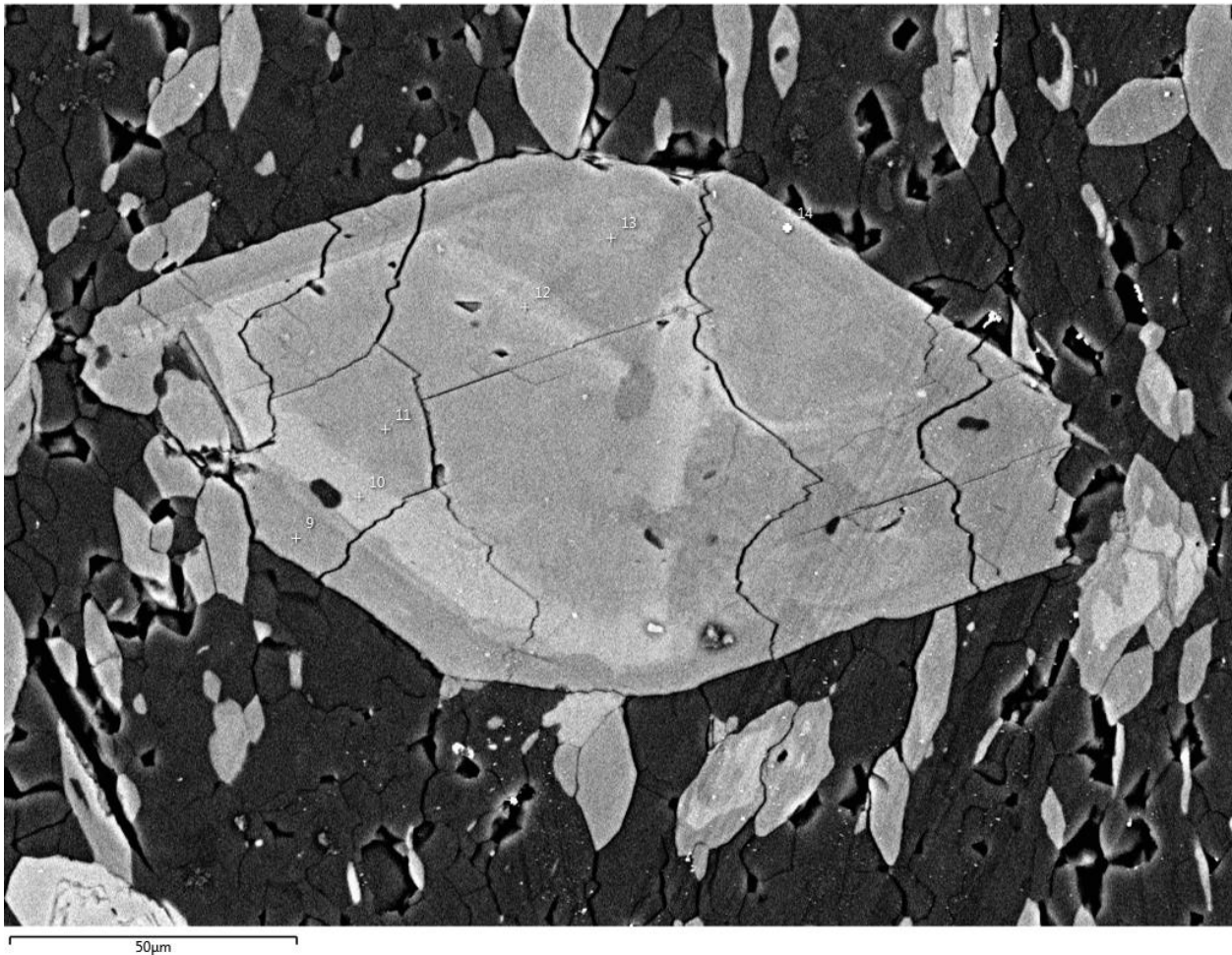


Image BSE FG-07 Zone B

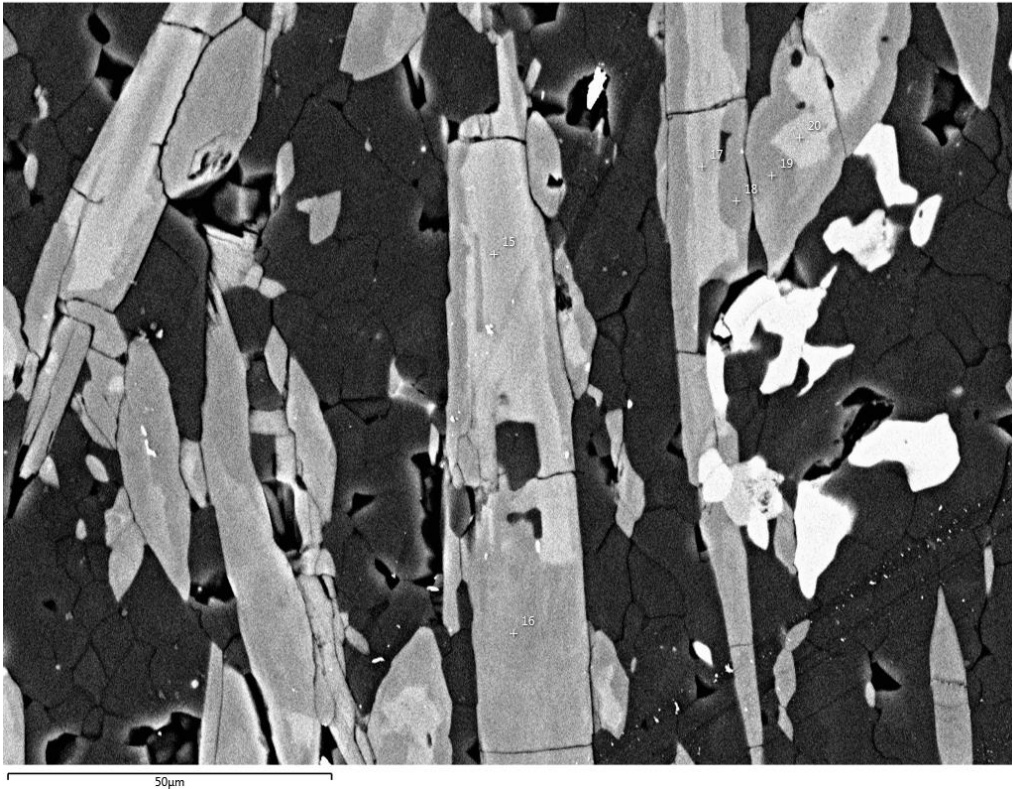


Image BSE FG-07 Zone C

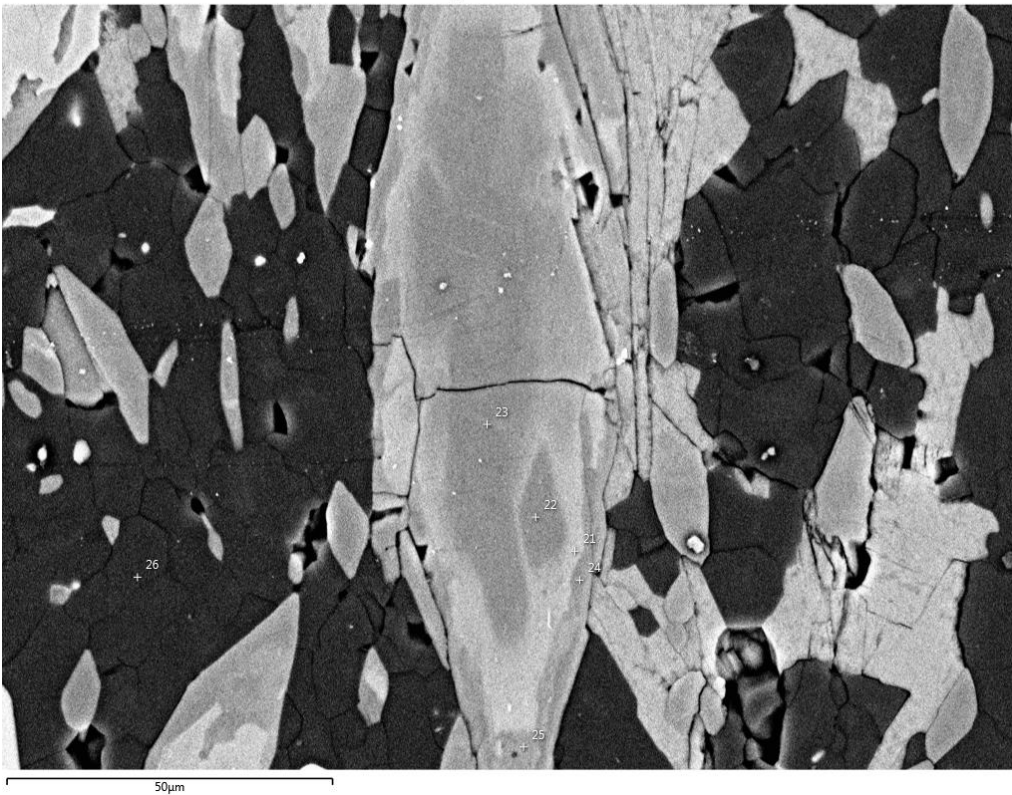


Image BSE FG-07 Zone D

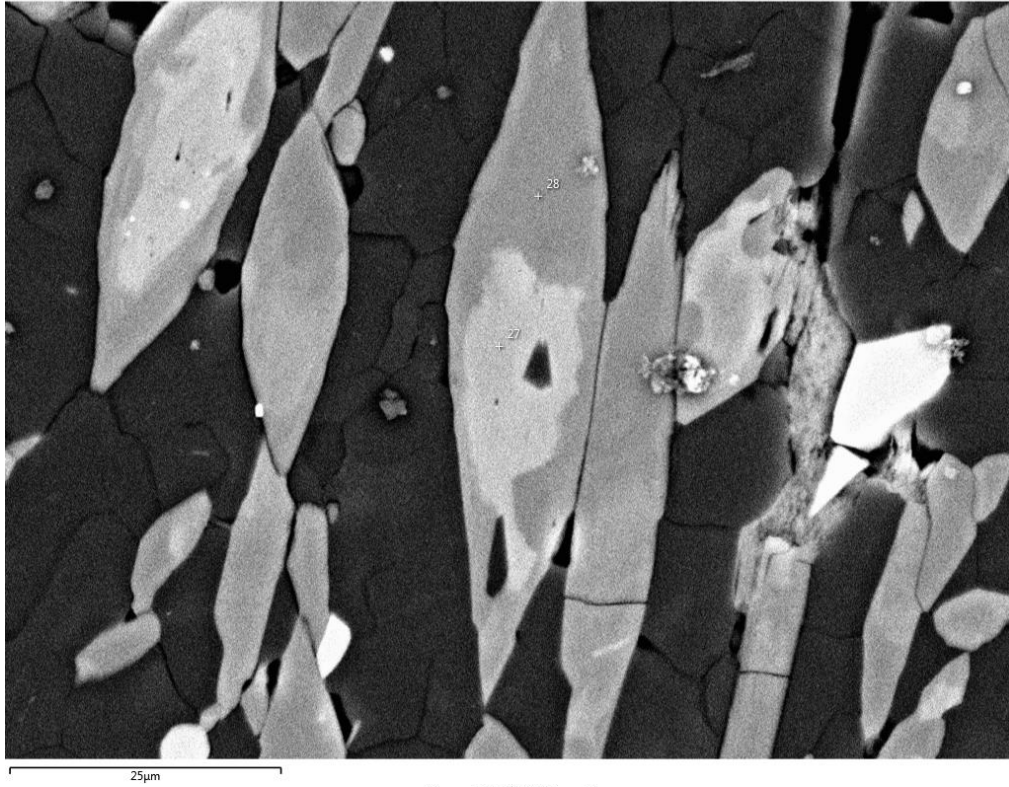


Image BSE FG-07 Zone E

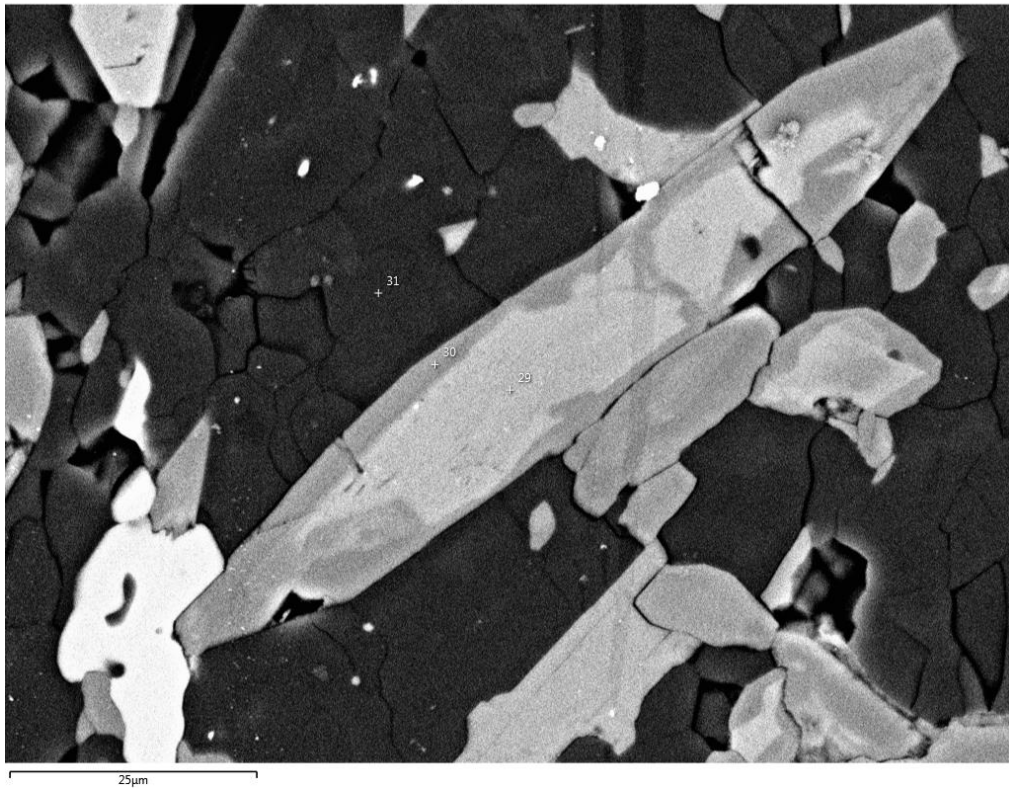


Image BSE FG-07 Zone F

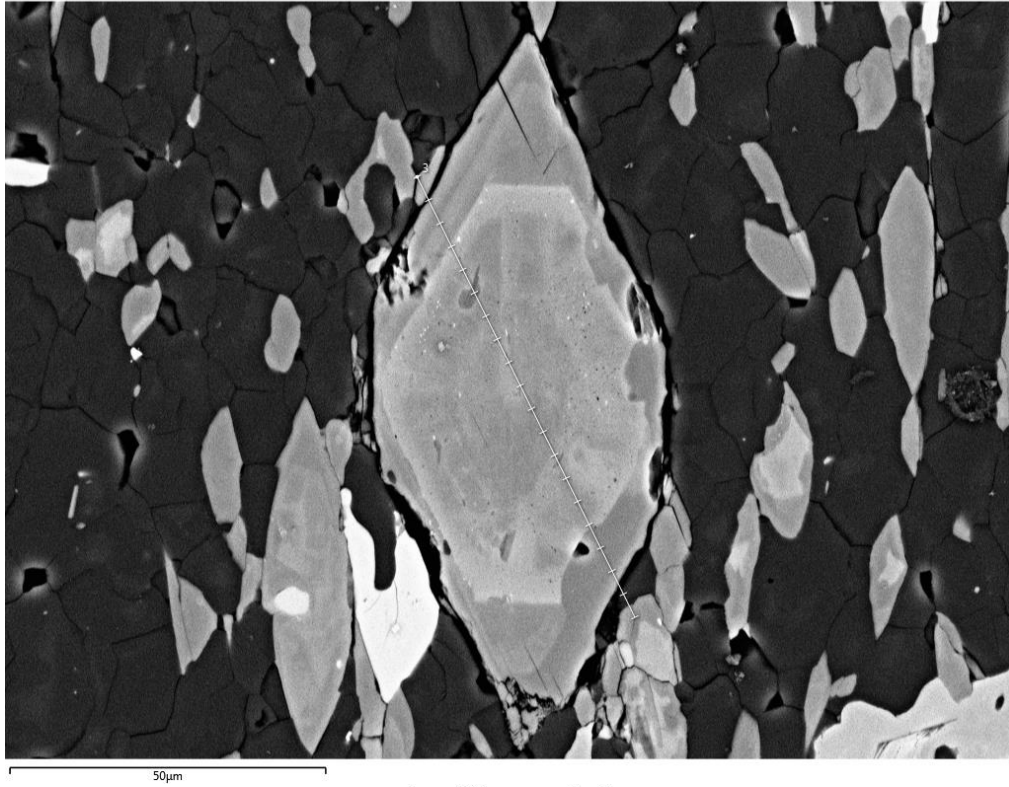


Image EDS en superposition 1

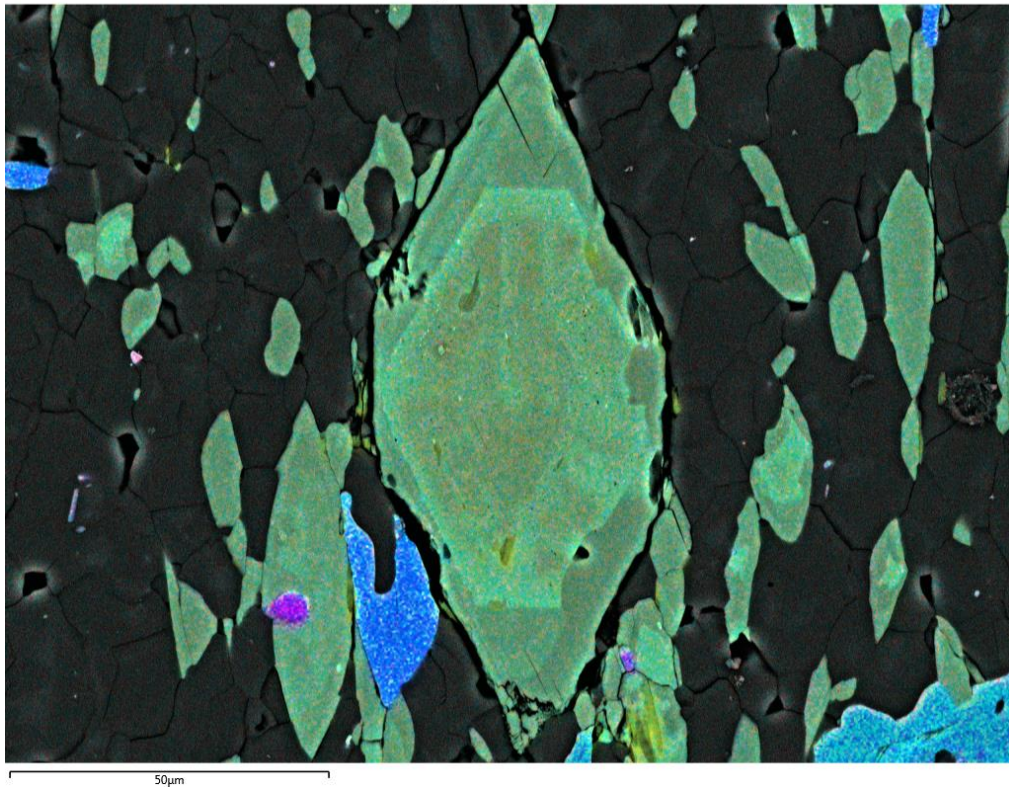


Image BSE FG-07 Zone G

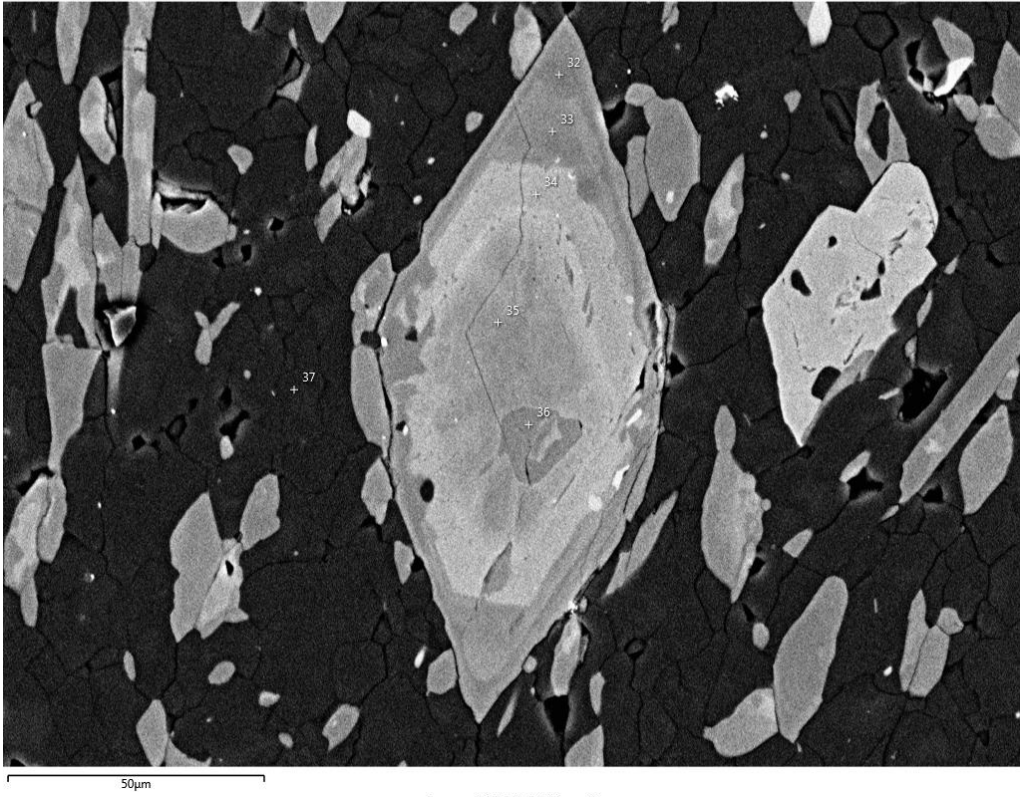


Image BSE FG-07 Zone H

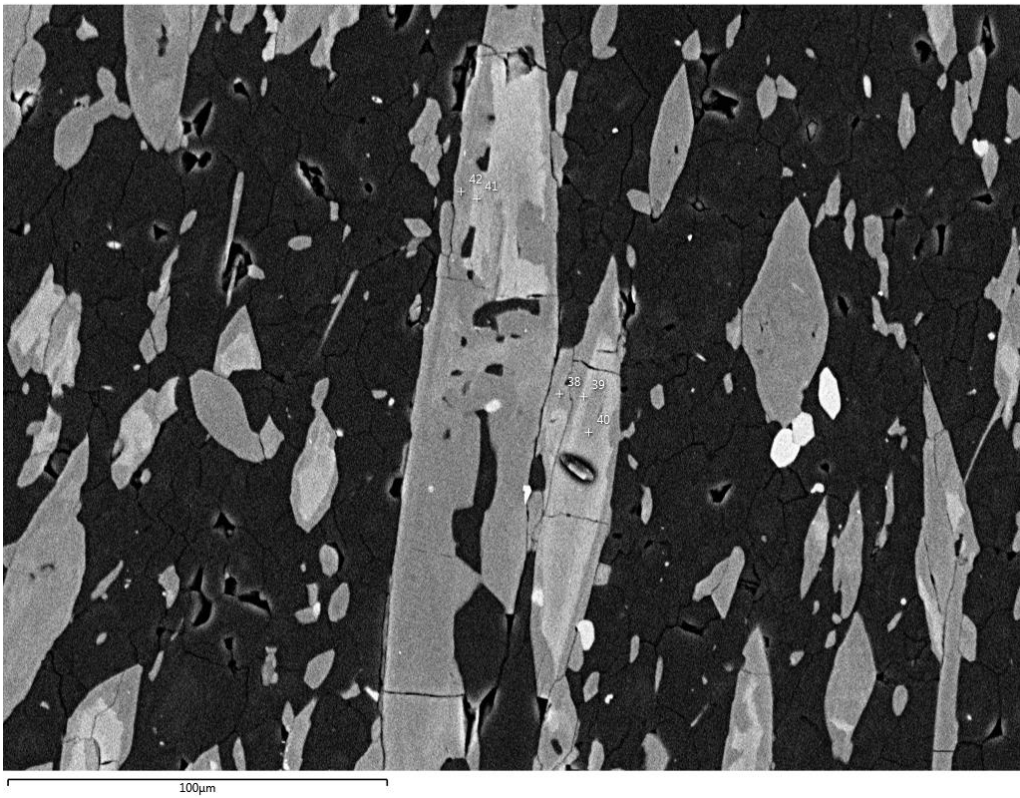


Image BSE FG-07 Zone I

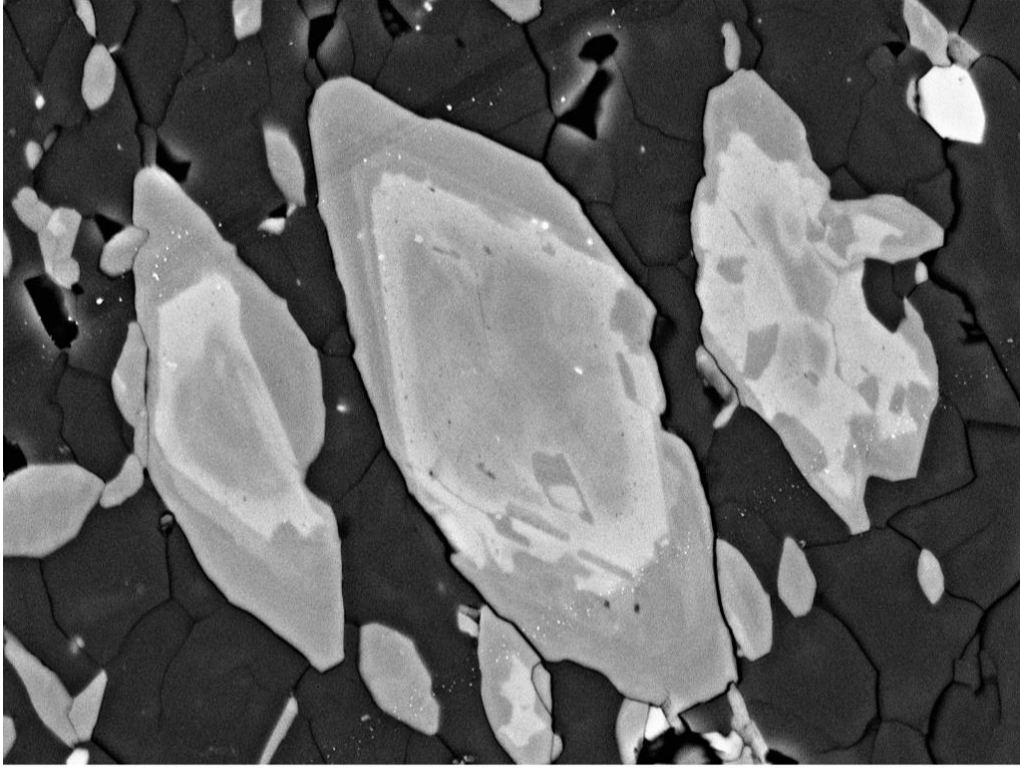


Image EDS en superposition 2

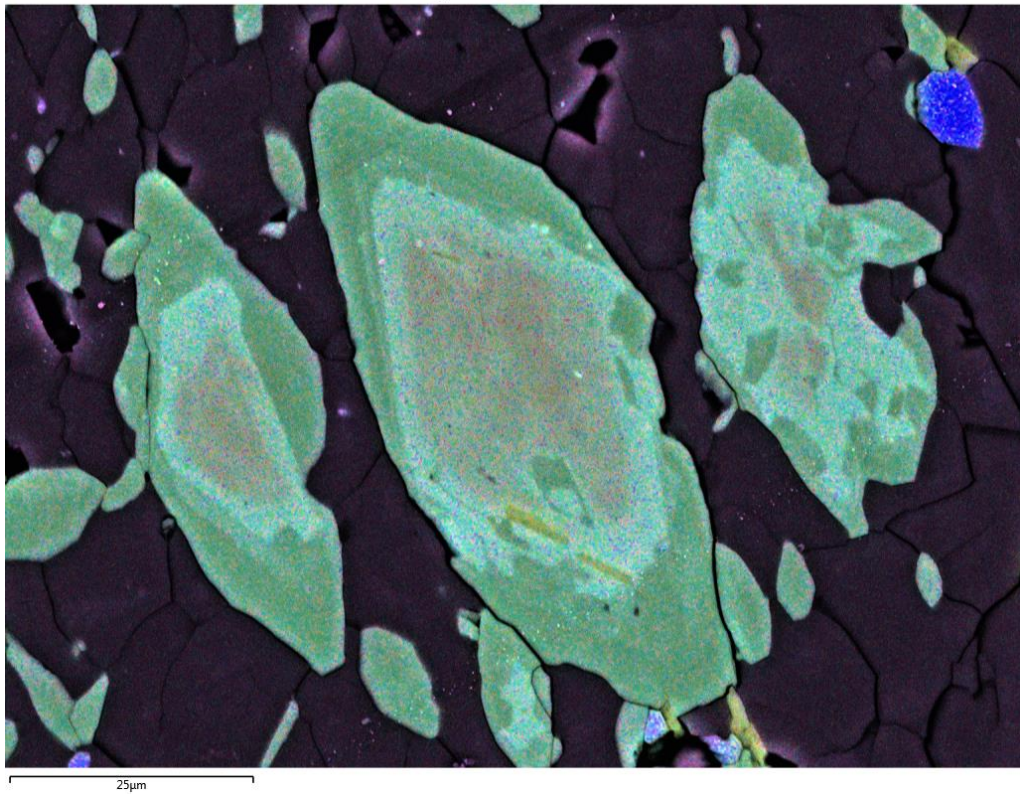


Image BSE FG-07 Zone K

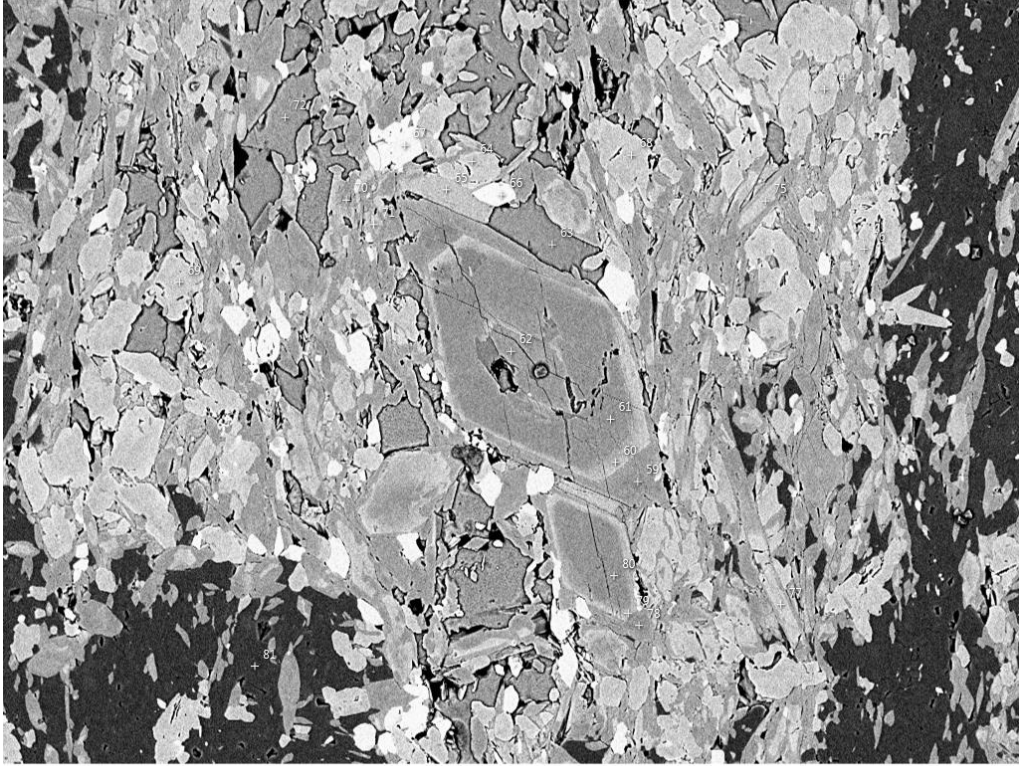


Image BSE FG-07 Zone K

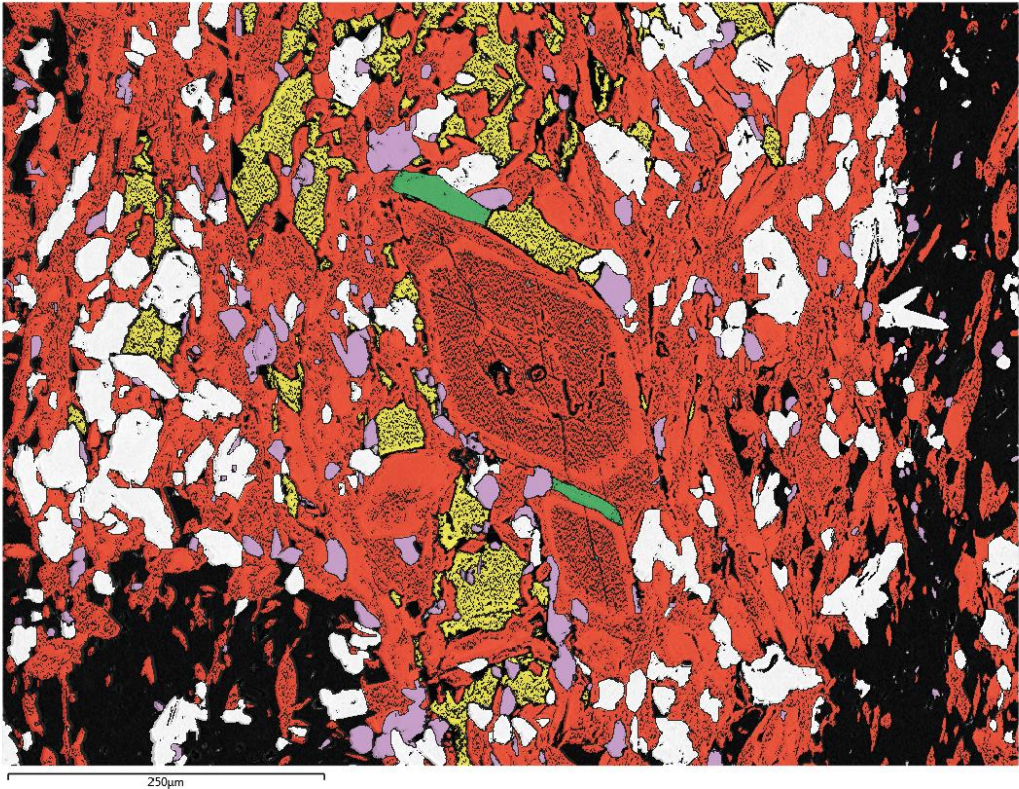
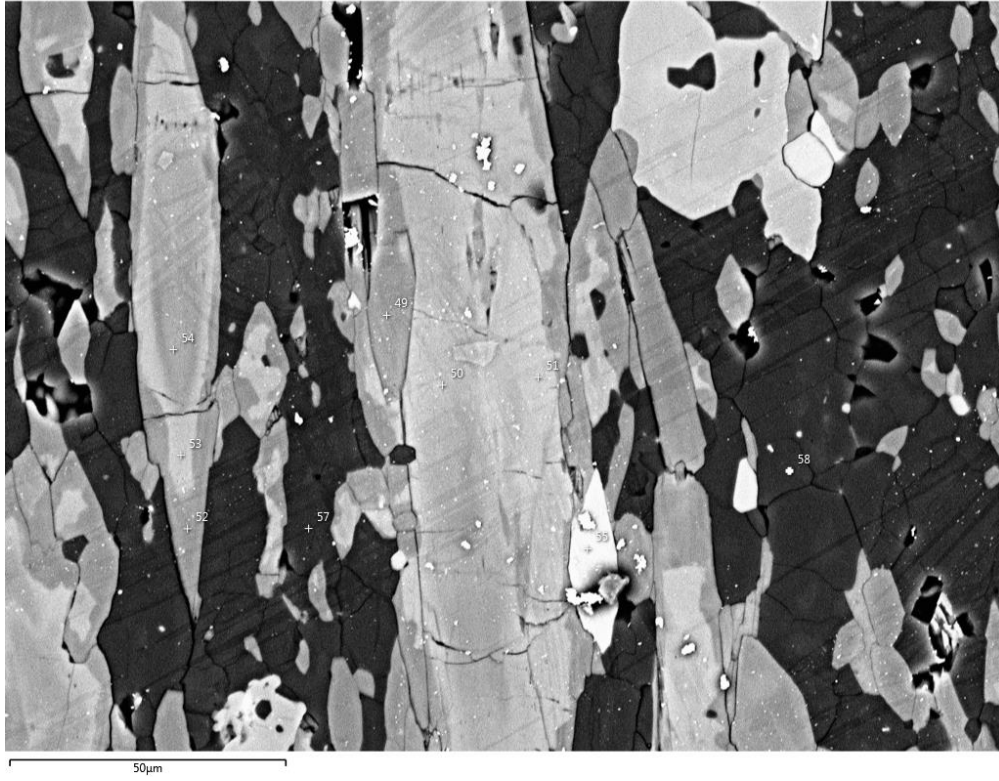


Image BSE FG-07 Zone J



ANNEXE II – FG-02

Cette annexe reproduit les cartes obtenues à partir du MEB. Les cartes en noirs et blancs sont des cartes de densité moyenne (électrons rétrodiffusés). Les cartes en couleurs sont soit des cartographies chimiques (MEB), soit des traitements d'images effectués avec Python et Illustrator. Pour ces dernières, le code couleur est le suivant : biotite en VERT, amphibole en ROUGE, épidote en BLANC, feldspath et quartz en NOIR, titanite et apatite en MAUVE, et carbonates en JAUNE.

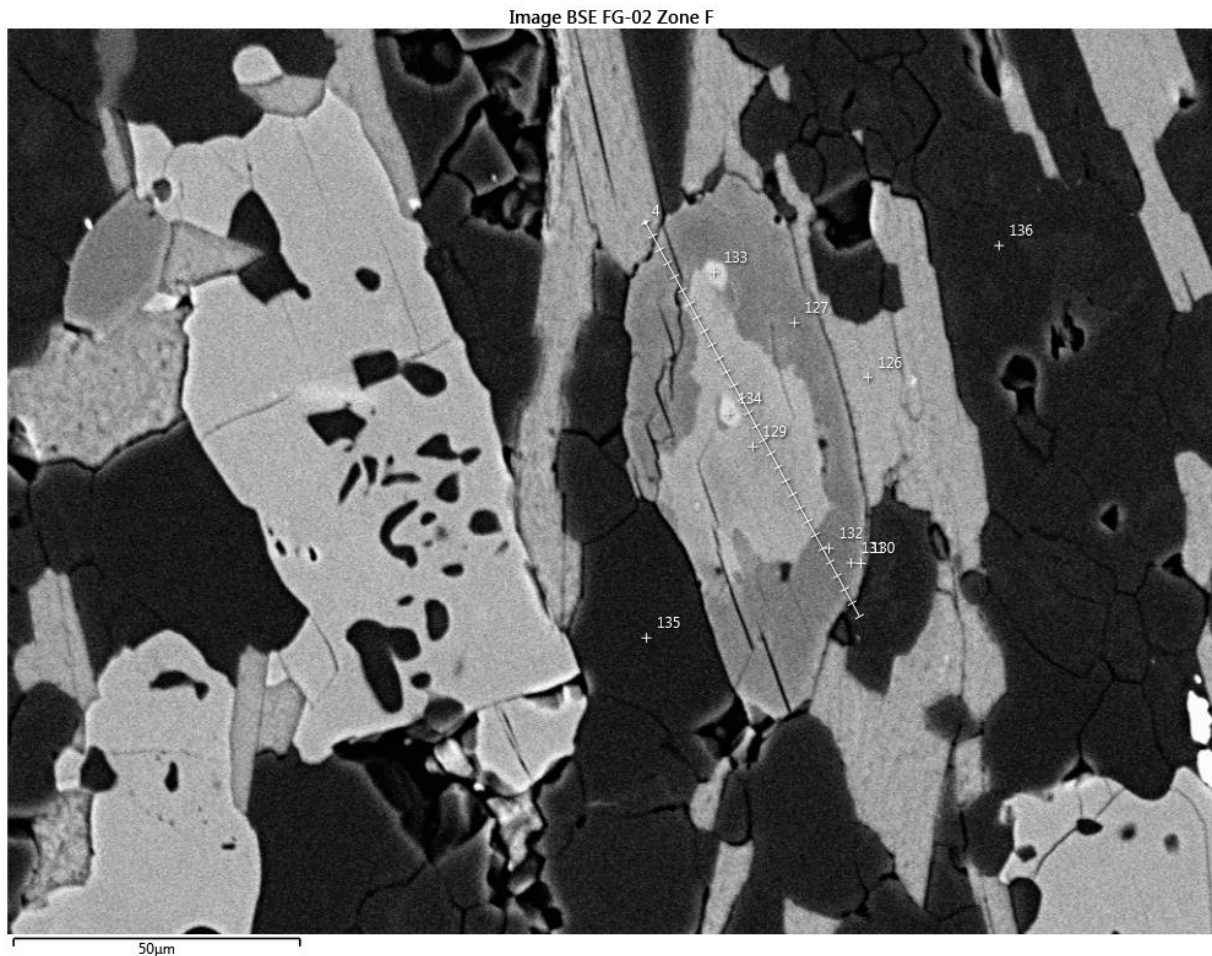


Image BSE FG-02 Zone A

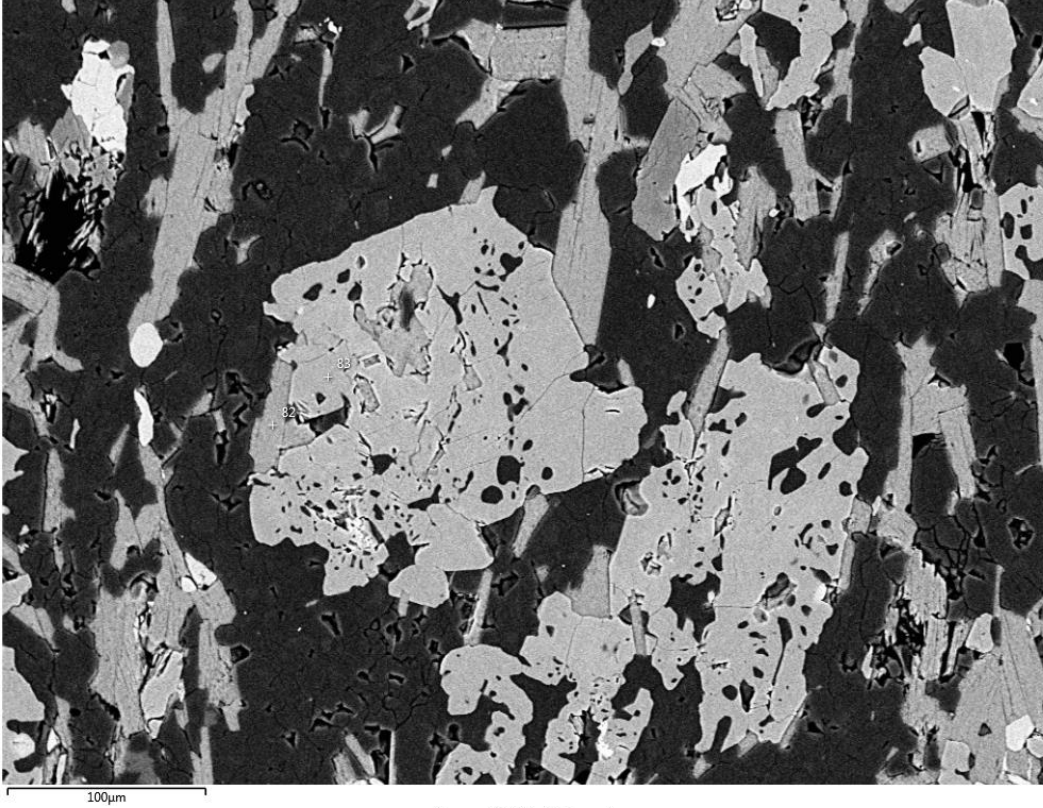


Image BSE FG-02 Zone A

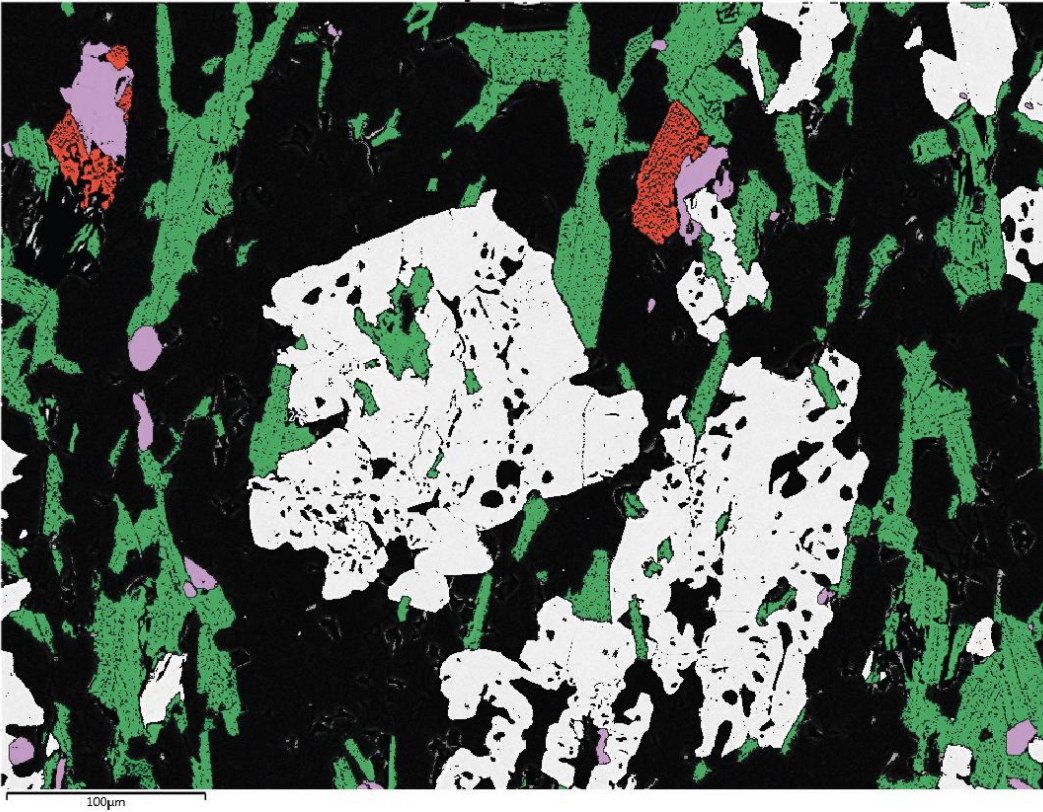


Image BSE FG-02 Zone B

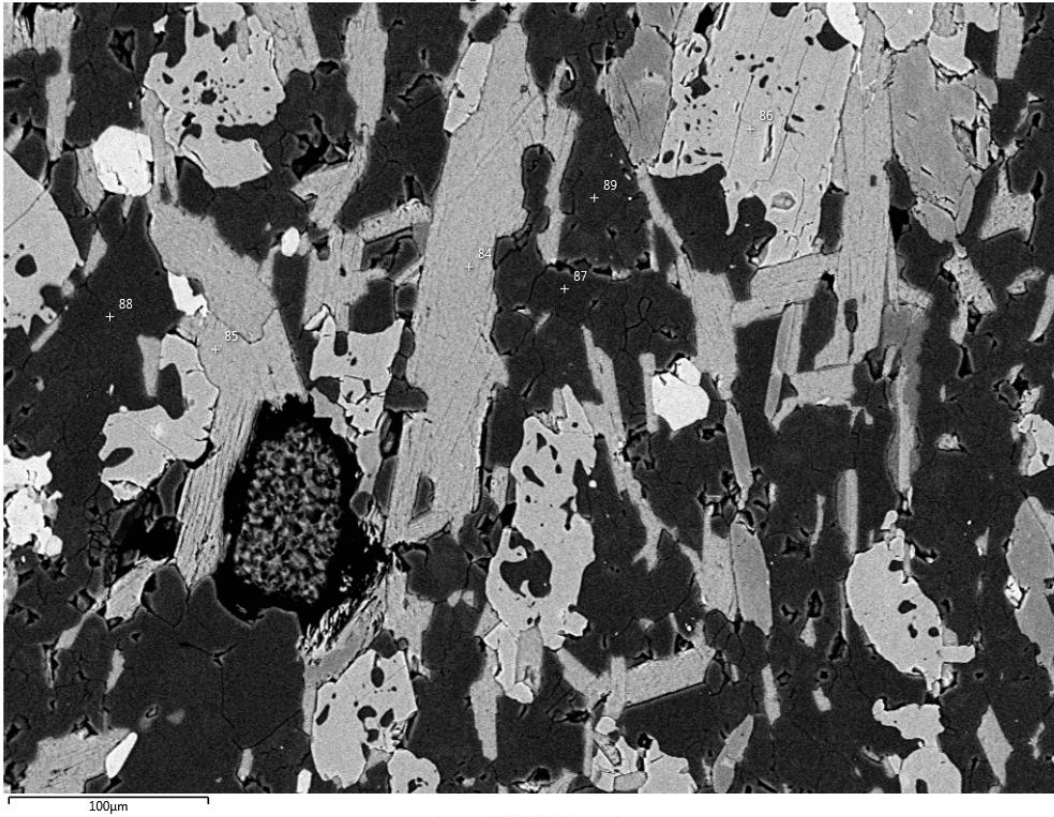


Image BSE FG-02 Zone B

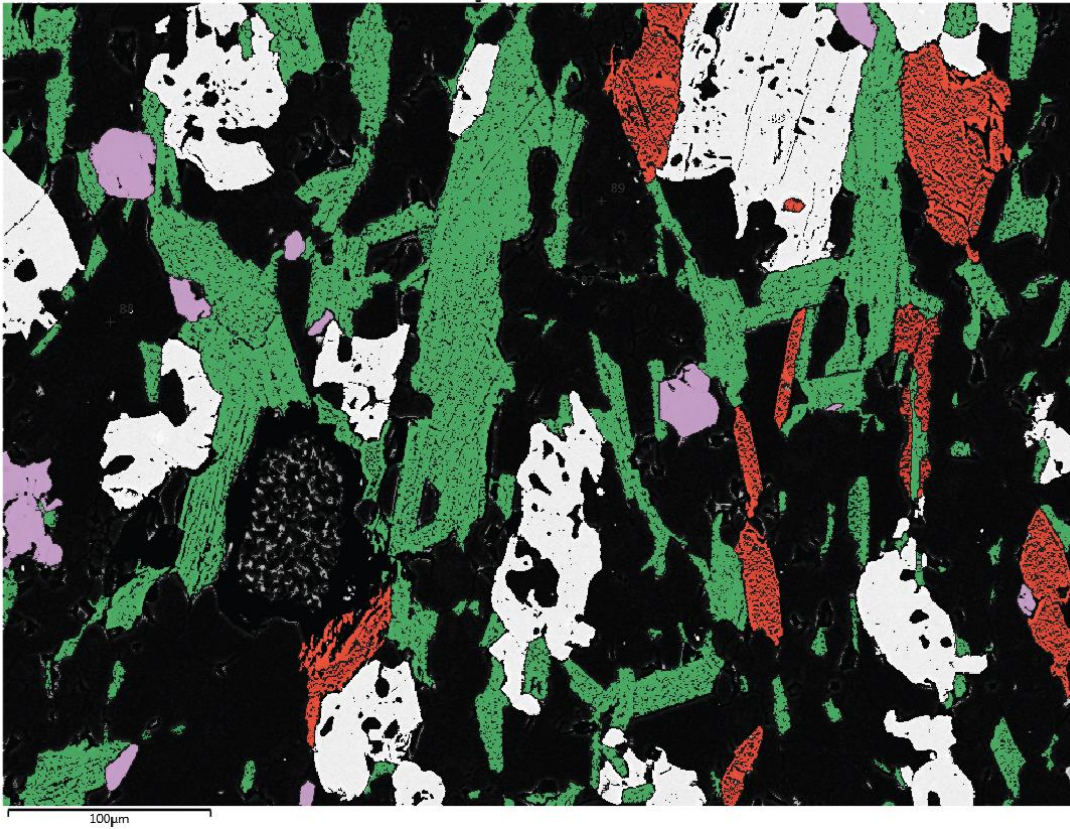


Image BSE FG-02 Zone C

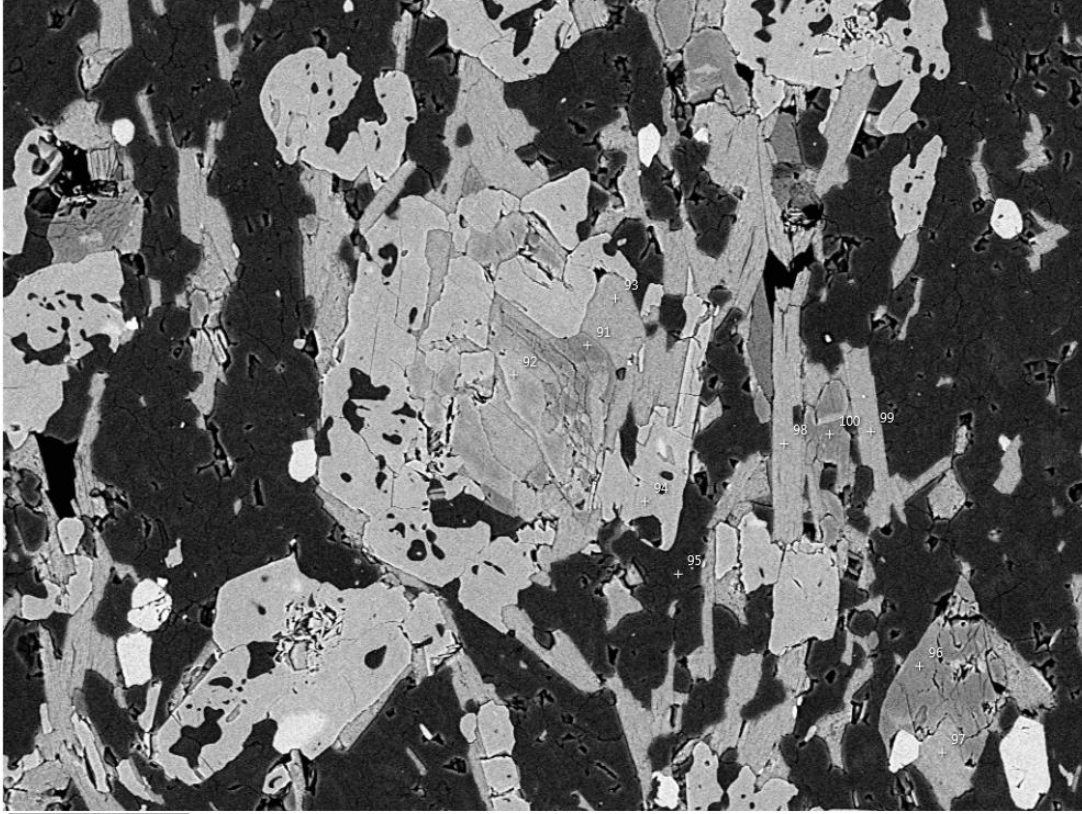


Image BSE FG-02 Zone C

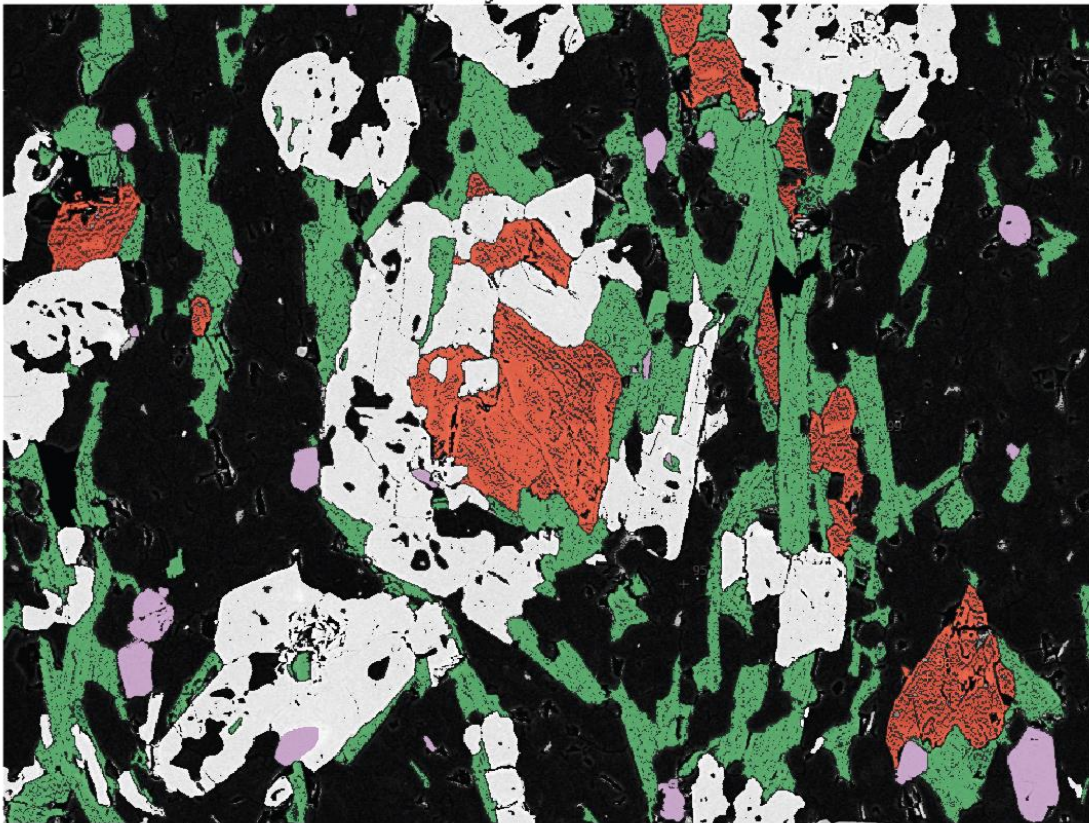


Image BSE FG-02 Zone E

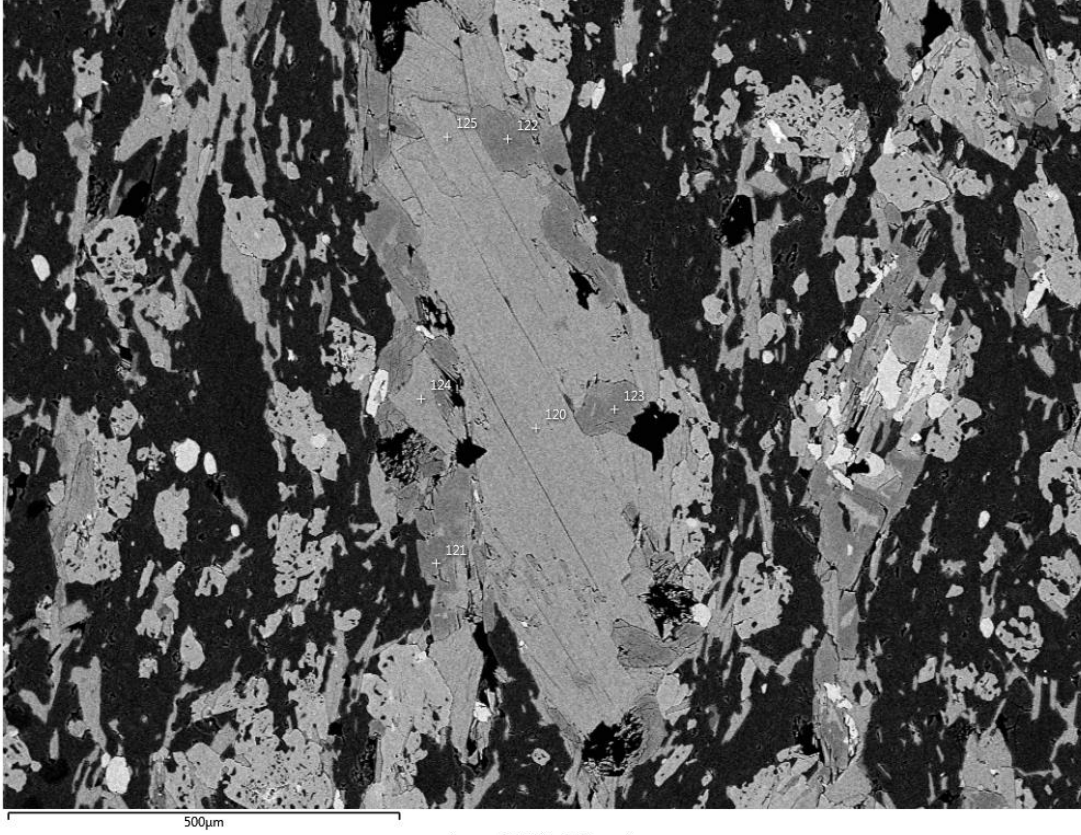


Image BSE FG-02 Zone E

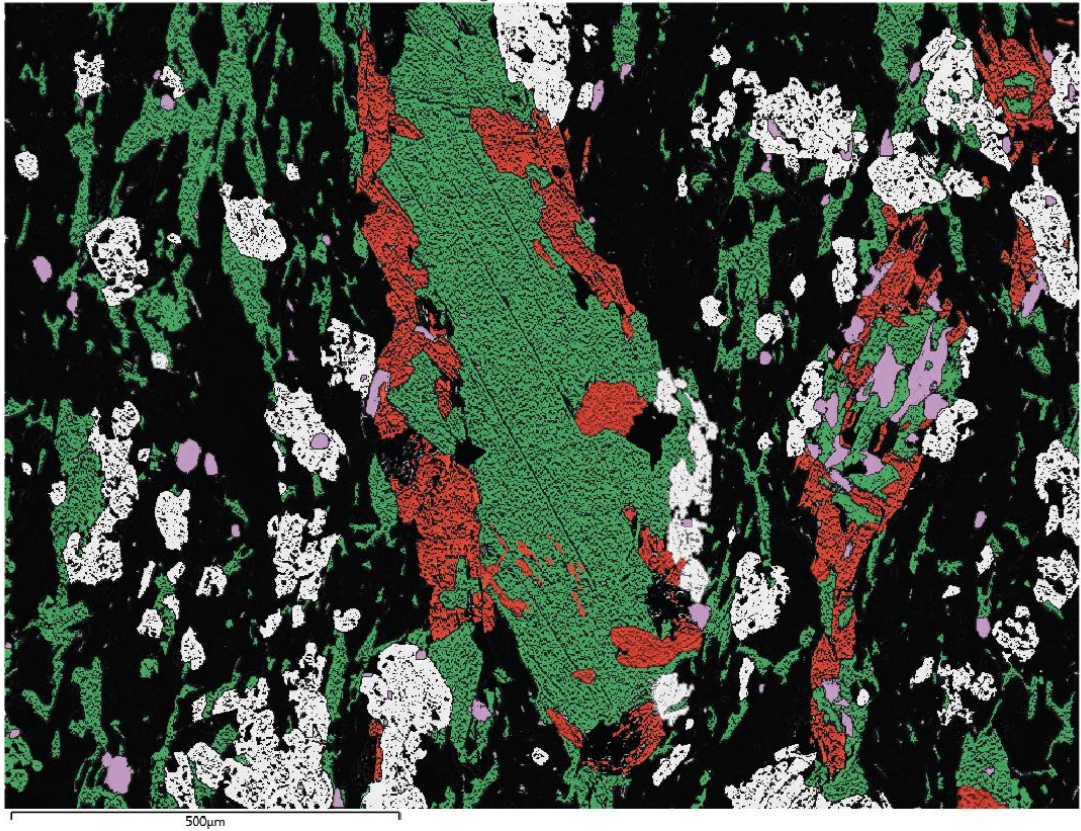


Image BSE FG-02 Zone D

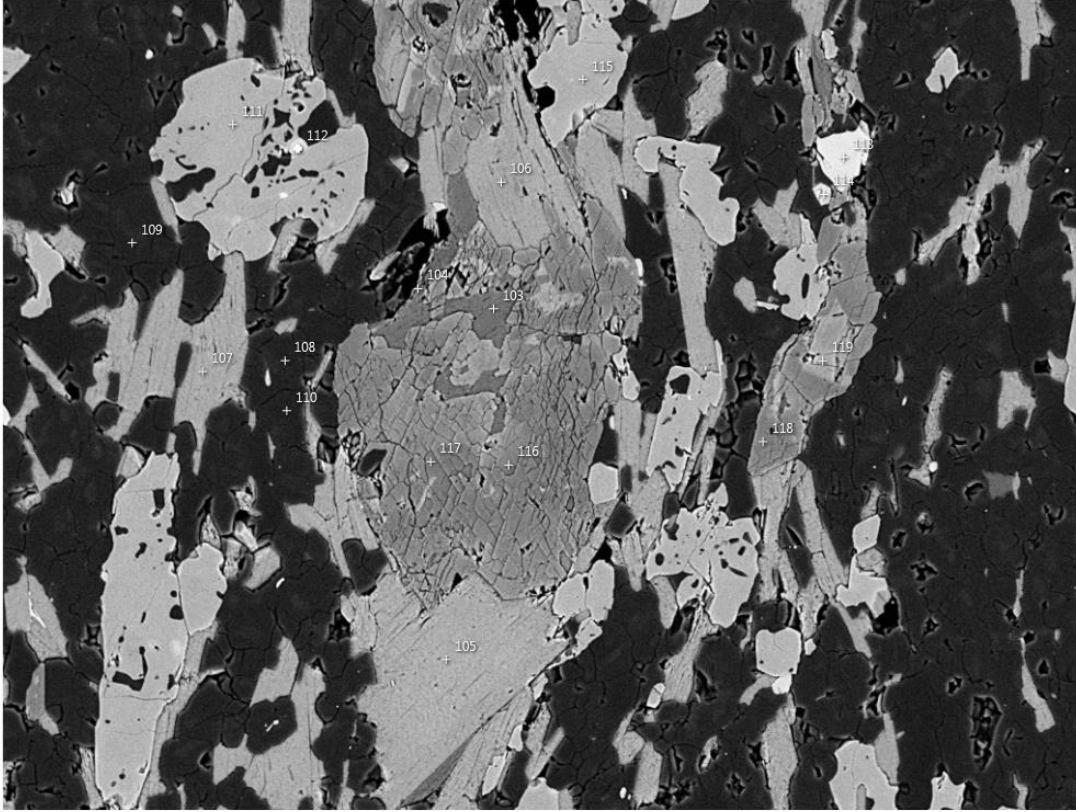


Image EDS en superposition 3

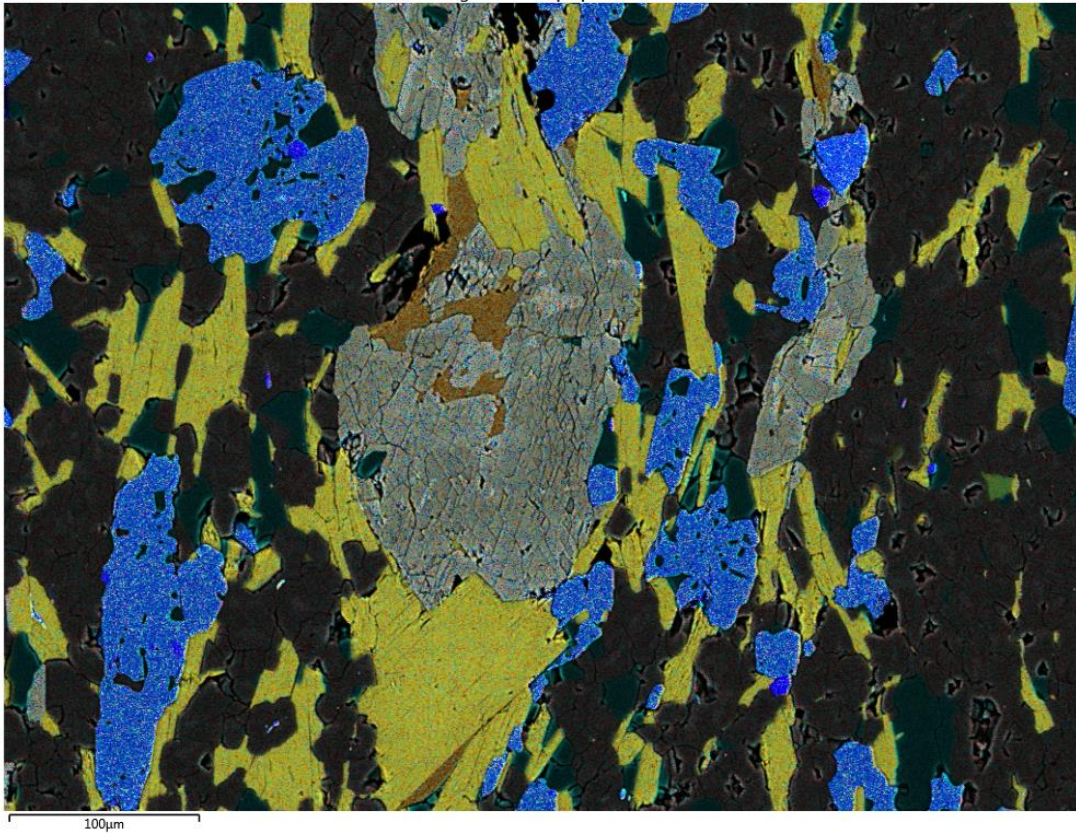


Image BSE FG-02 Zone G

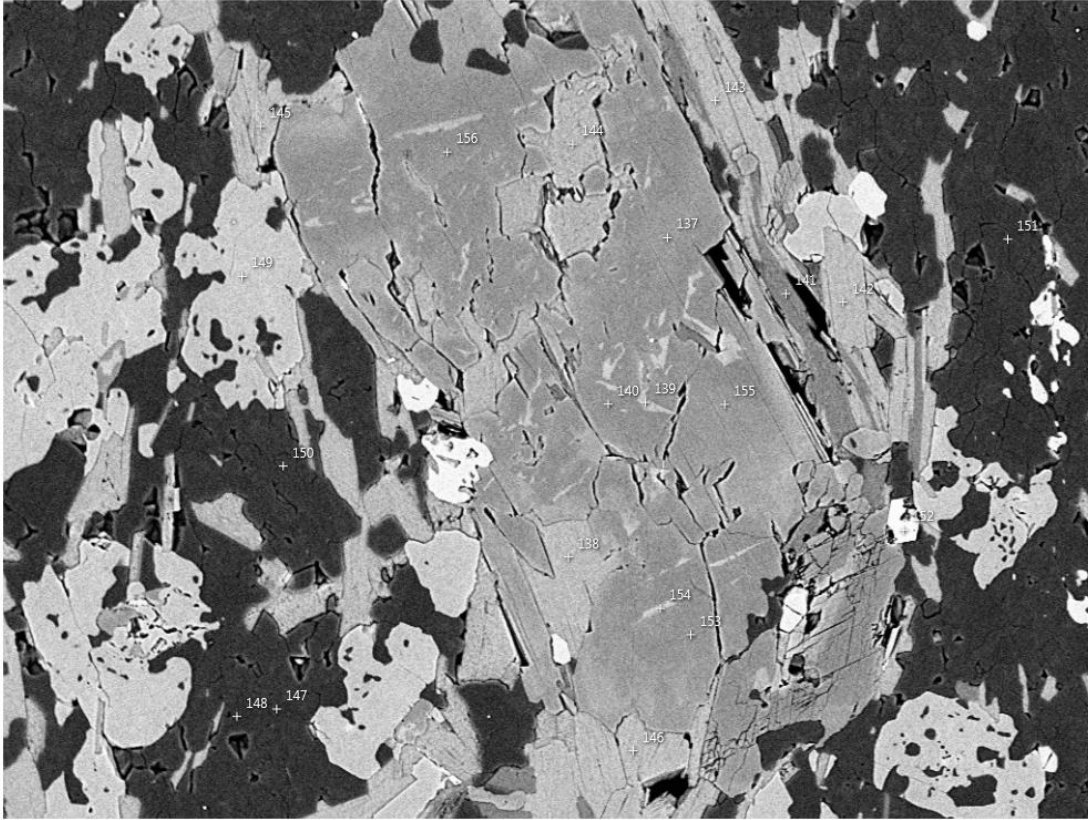


Image EDS en superposition 4

