

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DE LA CARBONATITE
ET DE LA SYÉNITE DE LA MINE LAC SHORTT.

PAR
NATHALIE PRUD'HOMME

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

DÉCEMBRE 1990



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

La mine d'or Lac Shortt située à 27 km au nord-est de Desmaraisville, dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, est une véritable saga d'évènements intrusifs, métasomatiques, d'altérations, de déformations et de minéralisation. La découverte d'une intrusion de carbonatite à proximité du gisement d'or est un évènement rare et encore plus inhabituel du fait que cette carbonatite serait archéenne. Il est possible que la carbonatite et la minéralisation aurifère soient deux évènements contemporains. La carbonatite est aussi enrichie en argent qui est un élément peu souvent rapporté pour ce type de roche.

La mine est située dans un bloc de roches de la Formation d'Obatogamau délimité par deux failles. La zone minéralisée est une mylonite pyriteuse à fragments de syénite adjacente à la faille Lac Shortt. L'intrusion de carbonatite est à 300 m du gisement et a injecté une multitude de dykes dans l'environnement de la mine. C'est une sövite composée à 90% de calcite et l'intrusion a incorporé à sa masse des lambeaux de syénite et de roche encaissante. La syénite est présente sous forme de dykes, composée surtout de microcline qui vient en remplacement d'anciens plagioclases et conserve rarement une texture ignée. La présence de lambeaux de syénite dans l'intrusion de carbonatite la situe comme postérieure à la syénite et la présence de dyke de carbonatite déformés dans la mylonite la situe comme syn à tard-tectonique.

La géochimie de la carbonatite est caractérisée par un patron de REE nettement enrichi qui ne peut être comparé à un marbre. Il est par contre comparable au champ de distribution des carbonatites phanérozoïques. Les REE montre une zonation dans l'intrusion de carbonatite. Le patron d'abondance des éléments traces est enrichi en U, Pb, Sr et Zr qui réflètent la cristallisation de minéraux tels que le pyrochlore, l'ancylite, la synchisite et le zircon. La géochimie des éléments majeurs pour la syénite est anormale par rapport à une syénite moyenne. Le K₂O est très abondant (12%) alors que le Na₂O est presque disparut (1%). Le patron de REE de la syénite est similaire à celui de la carbonatite et elle montre les mêmes enrichissement en éléments traces. Les observations de terrain suggèrent que la fémitisation sodique remarquée au lac Shortt est possiblement associée à la séquence de syénite et la présence d'une fémitisation K associée à la carbonatite. L'enrichissement en K₂O des syénites peut résulter de la cristallisation d'un magma en présence d'une phase volatile riche en K qui a mené à la formation d'une syénite par auto-métasomatique. Une fémitisation potassique par la carbonatite a pu induire ces mêmes changements. L'identification des types de fémitisation au lac Shortt demande des travaux d'une plus grande ampleur.

REMERCIEMENTS

Ce projet a été rendu possible grâce à la participation des Divisions Lac Shortt et Exploration de Minnova Inc. qui ont fourni un support financier et logistique pour les travaux de laboratoire et de terrain. Merci au personnel de Minnova Inc. et particulièrement à Alain Coulombe, Andreas Litchblau et Dominique Quirion pour leur assistance.

Toute ma reconnaissance à mon directeur de recherche, Dr. Jayanta Guha, et aux Drs. Sarah-Jane Barnes et Gérard Woussen pour la lecture critique du manuscrit et leurs judicieux conseils. Merci au personnel du module de géologie et aux techniciens: MM Y. Boudreault, C. Dallaire, R. Lechasseur, J.E. Villeneuve ainsi qu'à Michel Hervet pour l'activation neutronique et à Mme. F. Lange. Un merci particulier à L. Paul Bédard, Harold Brisson et Janette See pour avoir souvent discuté des carbonatites et des problèmes du lac Shortt.

Les travaux de recherche ont été financé à partir d'un octroi du C.R.S.N.G à J. Guha et du F.C.A.R. à J.Guha et équipe ainsi que par la Fondation de l'U.Q.A.C. L'auteure a été subventionnée par une bourse du F.C.A.R. et par le Fonds d'Action Structurante du module de géologie.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	i
Remerciements	ii
Table des matières	iii
Liste des figures	v
Liste des planches photographiques	vi
Liste des tableaux	vii
Liste des abréviations	viii
 CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
 CHAPITRE 2 GÉOLOGIE RÉGIONALE	4
1.1 Géologie régionale	4
1.2 Géologie de la mine	5
1.2.1 Éléments structuraux de la mine	10
 CHAPITRE 3 LA CARBONATITE ET LA SYÉNITE DU LAC SHORTT	11
3.1 La carbonatite	11
3.1.1 Distribution de la carbonatite	11
3.1.2 Pétrographie de la carbonatite	12
3.2 La syénite	14
3.2.1 Les dykes de syénite	15
3.2.2 Les lambeaux de syénite dans l'intrusion de carbonatite	20
3.2.3 Les fragments de syénite dans la mylonite	22
 CHAPITRE 4 GÉOCHIMIE DE LA CARBONATITE ET DE LA SYÉNITE	23
4.1 Méthodes analytiques	23
4.2 Géochimie de la carbonatite	23
4.3 Géochimie de la syénite	33
 CHAPITRE 5 LA FÉNITISATION	41

CHAPITRE 6 DISCUSSION	45
CHAPITRE 7 CONCLUSION	49
Références	51
Annexe 1 Tableaux des résultats d'analyses géochimiques	57
Annexe 2 Localisation des échantillons d'analyse	61

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	La ceinture de roches vertes de l'Abitibi	3
Figure 2.	Géologie de la région du lac Shortt	6
Figure 3.	Géologie de la mine Lac Shortt	7
Figure 4.	Classification des syénites	16
Figure 5.	Classification des carbonatites	24
Figure 6.	Distribution des REE des sövites du lac Shortt , d'un marbre et champ des carbonatites	26
Figure 7.	Diagramme La/Yb versus La des sövites du lac Shortt et champ des carbonatites	27
Figure 8.	Diagramme Sm/Yb versus Sm des sövites du lac Shortt	28
Figure 9.	Abondance des éléments traces des sövites, normalisés au manteau	29
Figure 10.	Abondance des métaux de transition normalisés au manteau des sövites ...	30
Figure 11.	Zonation de l'abondance des REE de l'intrusion de carbonatite	32
Figure 12.	Distribution de Ag entre l'intrusion de carbonatite et la roche encaissante ...	34
Figure 13.	Diagramme Cao-MgO-Fe (A) et Na ₂ O-K ₂ O-Fe (B) pour les syénites	35
Figure 14.	Abondance des éléments traces des syénites, normalisés au manteau	37
Figure 15.	Champs de distribution des REE pour les syénites et les sövites	38
Figure 16.	Abondance des métaux de transition normalisé au manteau des syénites	39
Figure 17.	Résumé schématique de la chronologie des évènements	47
Figure 18.	Shématisation de la pétrogénèse	48
Figure 19.	Localisation des échantillons géochimiques	62

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1A	Dyke composé syénite - carbonatite	
1B	Déformation des cristaux de calcite de la carbonatite.....	13
Planche 2A	Empoussièrement, recristallisation et corrosion des feldspaths des syénites	
2B	Syénite avec une texture ignée préservée	19
Planche 3A	Syénite métasomatisée d'un dyke	
3B	Syénite métasomatisée d'un lambeau de l'intrusion de carbonatite	21
Planche 4A	Altération de magnésioarfvedsonite de la fénitisation sodique	43

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Résultats d'analyse des éléments majeurs, des terres rares et des éléments traces pour les carbonatites	58
Tableau 2. Résultats d'analyse des éléments majeurs, des terres rares et des éléments traces pour les syénites	59
Tableau 3. Résultats d'analyse des éléments majeurs, des terres rares et des éléments traces pour les roches encaissantes et les roches altérées	60

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Alt	altération
Cb+	carbonatisation
Cis.	cisaillement
Hm+	hématisation
HREE	terres rares lourdes
Lamproph	lamprophyre
LREE	terres rares légères
REE	terres rares

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

L'intrusion de carbonatite du lac Shortt est située dans la partie nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (figure 1), près de la réserve amérindienne de Waswanipi (figure 2) et à proximité de la mine d'or Lac Shortt exploitée par Minnova Inc. depuis 1983. Cette carbonatite est considérée comme étant d'âge archéen. Les carbonatites archéennes sont rares (Woolley 1987; Larsen et al. 1983). Dans la littérature on en reconnaît généralement huit (Bédard et Chown en prép.; Barren et al. 1989; Woolley 1987, Larsen et al. 1983; Simmonen 1980). À 65 km au nord-est du lac Shortt se trouve la petite intrusion de carbonatite de Dolodau qui est aussi considérée d'âge archéen et qui du point de vue régional pourrait faire partie d'un même épisode tectonique (Bédard et Chown en prep.; Bédard 1988).

La carbonatite du lac Shortt a aussi la particularité d'être le troisième exemple connu situé dans un contexte d'une minéralisation aurifère. Le premier exemple est celui de la carbonatite de Phalaborwa (2047 Ma) qui contient elle-même de l'or associé à son importante minéralisation de sulfures de cuivre (Erikson 1989). Les évidences pour expliquer une origine hydrothermale ou magmatique de ces sulfures et de l'or associé sont encore ambiguës (Erikson 1989). Le second exemple est la carbonatite de Sulphide Queen du complexe de Mountain Pass qui est adjacente à un cisaillement pyriteux et aurifère. Cette minéralisation date du crétacé (Woyski 1980) et n'a donc pas de liens génétiques avec la carbonatite d'âge protérozoïque (800 à 900 Ma) (Olson et al. 1954).

L'intrusion de carbonatite du lac Shortt, associée à une syénite métasomatisée, est située à 300 mètres du gisement d'or dans des roches encaissantes fénitisées. La minéralisation est contenue principalement dans une zone de déformation intense, pyriteuse et sub-parallèle à un cisaillement. Le terme de terrain employé est mylonite et il sera utilisé tout au long de ce texte pour sa simplicité. Il n'est pas exclu que les périodes de mise en place de la carbonatite et de la minéralisation aurifère soient rapprochées ce qui soulève d'intéressantes hypothèses sur le rôle de la carbonatite lors de la mise en place de la minéralisation. Avant de se lancer dans de telles spéculations, cette étude se propose d'assurer la base en établissant les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la carbonatite, de démontrer sa nature ignée et la situer par rapport à d'autres carbonatites du même genre. Les buts secondaires sont de caractériser la pétrographie et la géochimie de la syénite et d'établir une chronologie des évènements intrusifs et des altérations. Tout au long de cette étude le terme syénite sera employé pour éviter la confusion, malgré que cette roche aie une composition initiale inconnue et qu'elle soit devenue une syénite par métasomatisation. Les données ont été obtenues par l'étude pétrographique de 59 échantillons et l'analyse géochimique (éléments majeurs, éléments traces, terres rares) de 36 échantillons.

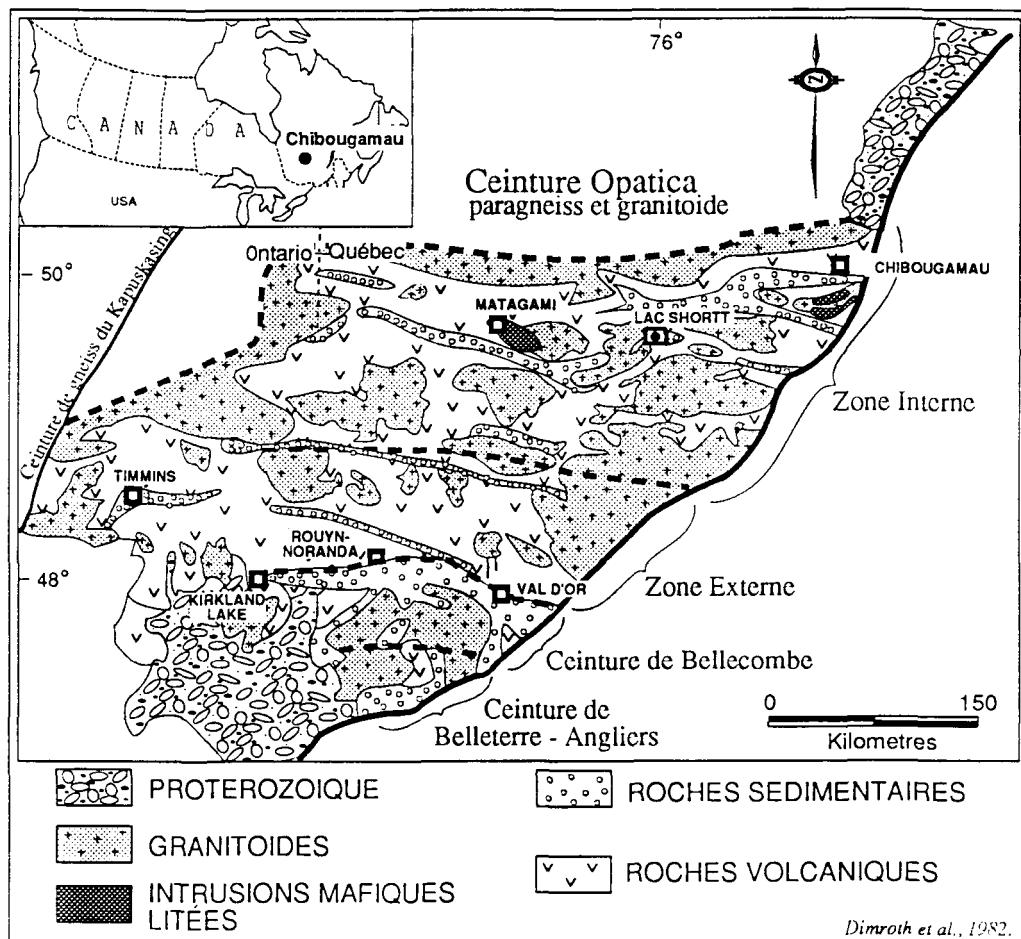


Figure 1. Carte de localisation générale de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE

La stratigraphie de la partie nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est représentée par deux grands groupes de roches, un premier à dominance volcanique et le second à dominance sédimentaire. Le premier, le Groupe de Roy, consiste en deux cycles de volcanisme (Allard et Gobeil 1984). Chaque cycle a une composition variant de mafique à felsique. Le premier cycle est un empilement de basaltes porphyriques (Formation d'Obatogamau) surmonté de pyroclastites felsiques, dacites porphyriques et d'une formation ferrifère (Formation de Waconichi). Le second cycle est formé de basaltes coussinés et de filons-couches de gabbro (Formation de Gilman) sous-jacents à un assemblage volcanosédimentaire (Formation de Blondeau). Le Groupe d'Opémisca (Picard et Piboule 1986; Gobeil et Racicot 1983) est composé de sédiments et d'andésites potassiques porphyriques (Formation de Haüy), (Picard et Piboule 1986) qui reposent en discordance sur le Groupe de Roy et forment de minces ceintures (Allard et Gobeil 1984). Les intrusions sont des suites felsiques qui évoluent de tonalitiques à granodioritiques et qui sont pré-, syn-, et tardi- à post-cinématiques (Chown 1990; Racicot et al. 1984). Les roches protérozoïques sont des lambeaux de sédiments en discordance sur les roches archéennes et des dykes de diabase (Allard et Gobeil 1984). Les roches supracrustales archéennes de la région ont été métamorphisées syntectoniquement au faciès des schistes verts lors de l'orogénèse kénoréenne (Allard et al. 1985).

Dans la région immédiate du lac Shortt (figure 2), il y a plusieurs corps intrusifs, d'âge archéen et protérozoïque, dans les roches volcaniques (Formation d'Obatogamau) et volcano-sédimentaires (Formation du Ruisseau Dalime) (Sharma et Gobeil 1987) archéennes de la région. Parmi les intrusions archéennes majeures, on retrouve le complexe mafique et ultramafique des Chutes de l'Esturgeon. Ce complexe situé au nord du lac Shortt a une épaisseur d'au moins 1 350 m, il est formé de plusieurs intrusions stratiformes différenciées (Lamothe 1983). Les autres intrusions majeures sont des granitoïdes et le complexe anorthositique de la rivière Opawica. On note aussi la présence de deux intrusions mineures de syénites post-cinématiques (Sharma et Lacoste 1981). Les intrusions protérozoïques sont des dykes de gabbro et diabase orientés ENE-OSO.

Les phases de plissement dans la région du lac Shortt sont représentées par des plis isoclinaux avec une trace axiale ENE-OSO. Ces plis ont des intervalles interaxiaux de 2 à 4 km avec un plongement axial sub-vertical (Lamothe 1983). Selon Brisson et Guha (1988), il y a deux familles d'orientation des failles. La plupart sont orientées ENE-OSO à E-O. La faille majeure du lac Opawica à 3 km au sud de la mine Lac Shortt et la faille Lac Shortt font partie de cette famille. Ces failles sont cisaillées et carbonatées. Une seconde famille est représentée par des failles tardives NNE-SSO à NE-SO. Les déplacements le long de toutes ces failles sont encore incertains (Brisson et Guha 1988).

2.2 GÉOLOGIE DE LA MINE

La géologie de la propriété est connue par la cartographie des galeries souterraines et par l'interprétation des forages (figure 3). Il n'y a pas de cartographie de surface détaillée puisqu'il n'y a que très peu d'affleurements et que la partie ouest de la propriété est submergée par le lac Shortt. Les travaux antérieurs sur la géologie de la mine (Muir 1980,



ROCHES SUPRACRUSTALES

Formation du Ruisseau Dalime

- Roches pyroclastiques
- Roches sédimentaires volcanogènes

Formation d'Obatogamau

- Rhyodacite
- Membre de Wachigabau
- Roches pyroclastiques, Rhyolite
- Basalte

ROCHES INTRUSIVES

Complexe de la Rivière Opawica

- Anorthosite

Complexe des Chutes de l'Esturgeon

- Gabbro, Pyroxénite

■ Granodiorite

■ Syénite

■ Monzodiorite

■ Tonalite

■ Gneiss tonalitique

— = Route principale

--- = Route secondaire

—+— = Voie ferrée

✗ = Mine

Figure 2. Géologie de la région du lac Shortt. De Brisson et Guha (1990).

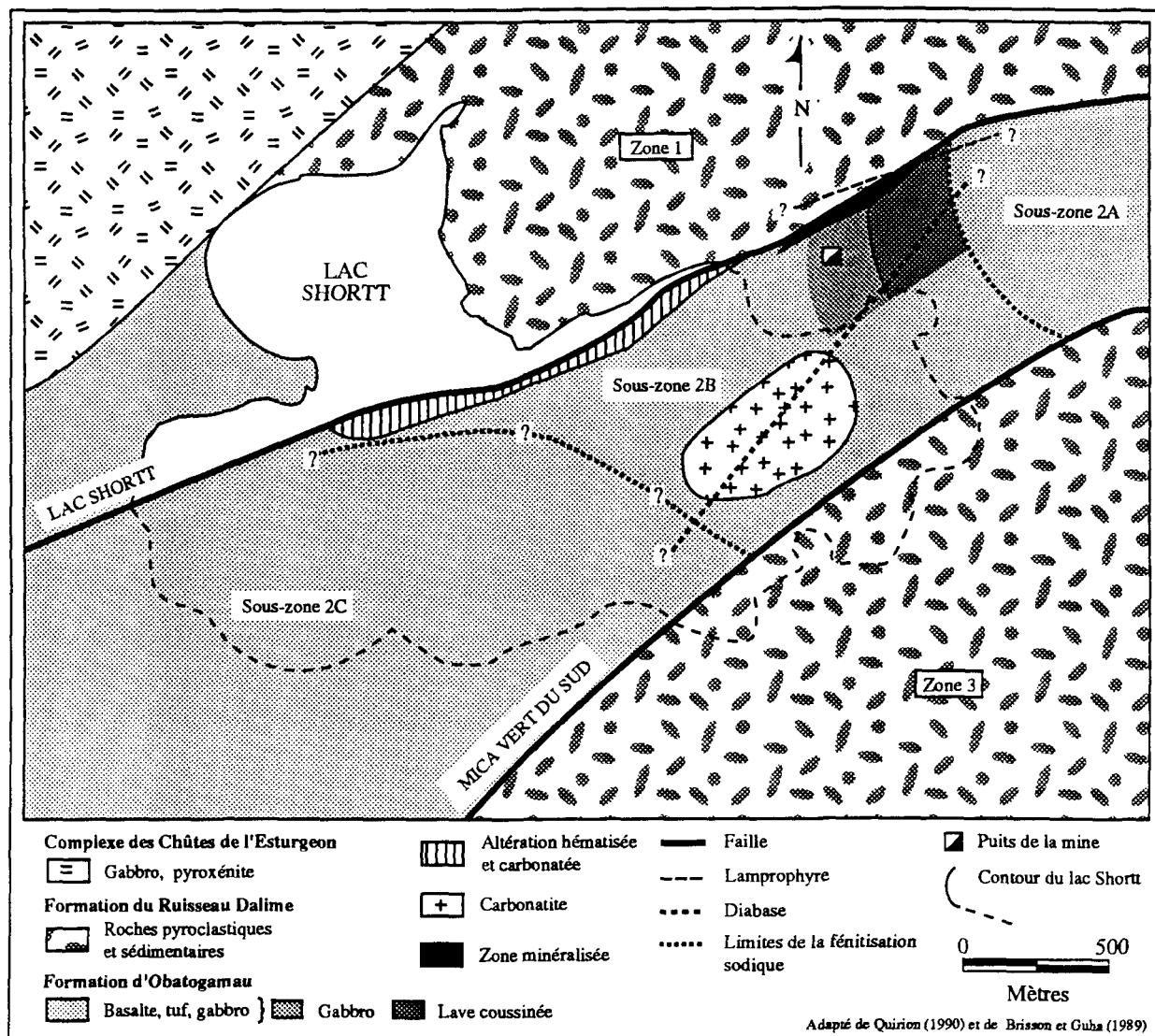


Figure 3. Géologie de la mine Lac Shortt.

1982; Cormier et al. 1984; Morasse et al. 1986; Morasse 1988; Quirion 1990) ont permis de diviser la géologie en trois zones. Ces zones sont séparées par la faille principale Lac Shortt et par la faille secondaire Mica Vert du Sud.

La première zone est située au nord de la faille lac Shortt et en constitue l'éponte supérieure. Selon Morasse (1988) la lithologie principale est un tuf mafique à lapillis et blocs composé de fragments volcaniques et granitoïdes dans une matrice feldspathique à cristaux d'amphibole. Localement on retrouve des bandes de basalte porphyrique et un forage a croisé un dyke de lamprophyre calco-alcalin du type vogésite ou spessartite composé de hornblende et d'un peu d'olivine dont on ne connaît ni l'orientation, ni l'extension (Morasse 1988). Les derniers mètres adjacents à la faille Lac Shortt montrent une déformation et une altération progressive qui se termine par un schiste à mica vert dans la zone de faille (Morasse 1988). La zone 1 est présentement considérée comme faisant partie de la Formation du Ruisseau Dalime (Sharma et Gobeil 1987).

La deuxième zone forme un bloc bordé au nord par la faille principale lac Shortt et au sud par la faille secondaire Mica Vert du Sud. C'est le secteur de la minéralisation aurifère. Ce bloc se divise selon les systèmes d'altération en trois sous-zones: sous-zone 2A à l'est, 2B au centre et 2C à l'ouest (Quirion 1990).

La sous-zone 2A est formée d'une série de coulées basaltiques coussinées ou massives et de gabbro avec des intercalations de volcaniclastites. Ce secteur est peu altéré (Quirion 1990). La sous-zone 2B, hôte de la minéralisation aurifère, est la mieux connue. Les forages ont montré des successions de basalte, de gabbro et de tuf marqués par des altérations dues à la minéralisation aurifère et à une fémitisation. La cartographie des galeries a permis de reconnaître plus spécifiquement dans la partie est de cette sous-zone (selon

Morasse 1988) une unité de basalte porphyrique à phénocristaux d'augite et de plagioclase et un tuf à lapillis dont les étendues sont inconnues, une unité de gabbro qui présente une texture litée avec une alternance rythmique de couches à granulométrie grossière et magnétique et de couches à granulométrie fine et non magnétique et une unité de basalte coussiné. Ces deux dernières unités sont orientées nord-sud avec un pendage sub-vertical. Les lithologies de la sous-zone 2B sont injectées de dykes de syénite et de carbonatite et 4 forages ont montré la présence d'une intrusion de carbonatite.

Le gisement d'or principal est une zone tabulaire d'environ 285 m de long par 5.5 m de large et de profondeur indéterminée adjacente en partie à la faille Lac Shortt. C'est une mylonite rouge à fragments de syénite et de roche mafique boudinés et cataclasés dans une matrice à pyrite, hématisée et carbonatée (Morasse 1988). L'or est en inclusions dans la pyrite ou accolé à celle-ci. Le protholite du gisement est constitué par le gabbro. En profondeur la minéralisation n'est plus contenue dans la mylonite elle-même mais englobe plutôt une bande de gabbro magnétique folié et altéré qui se trouve coincé entre la mylonite au sud et le schiste à mica vert de la faille Lac Shortt au nord. La nouvelle zone minéralisée est injectée de nombreux dykes déformés de carbonatite et de syénite parfois aurifères (Quirion comm. pers.). Une seconde zone en exploitation, la Veine Sud, est formée de veines de quartz stériles et l'or est associé à la pyrite du halo d'altération (Quirion 1990). En continuité avec la mylonite, à l'ouest de celle-ci, il y a une bande d'altération, hématisée et carbonatée, d'environ 1800 m de long par au maximum 125 m de large. L'intensité de l'altération est très variable et la nature de cette bande est peu connue. Un peu partout dans la sous-zone 2B il existe des bandes semblables mais de dimension moindre. Selon Morasse (1988), un dyke de lamprophyre à olivine du type monchiquite de 9 centimètres de large, orienté à 70N/65N, recoupe les zones 1 et 2. Il est post-minéralisation et post-tectonique. La dernière lithologie

connue dans ce secteur est un dyke de diabase d'orientation NE-SO qui recoupe l'intrusion de carbonatite et qui fait probablement partie de l'ensemble de ce type de dyke reconnu dans la région. La sous-zone 2C est peu connue. Un forage stratigraphique récent a montré des successions de basalte, de gabbro et de tuf (Quirion 1990).

La troisième zone est séparée de la précédente par la faille Mica Vert du Sud. Cette zone est formée de brèche pyroclastite et de tuf à lapillis qui résulteraient de la destruction de matériel felsique par un mécanisme explosif (Brisson et Guha 1989a). Cette zone est aussi considérée comme faisant partie de la Formation du Ruisseau Dalime (Sharma et Gobeil 1987).

2.2.1 Éléments structuraux de la mine

Les éléments structuraux majeurs sont la faille principale Lac Shortt, la faille secondaire Mica Vert du Sud et la mylonite aurifère. Les deux failles ont une orientation NE-SO avec un pendage de 80° vers le nord pour la faille Lac Shortt et 80° vers le sud pour la faille Mica Vert du Sud. Ces deux failles sont matérialisées par un schiste à séricite, dolomie et fuchsite qui résulte de la déformation des tufs adjacents et de la circulation de fluides hydrothermaux. La mylonite présente une texture interne irrégulière et une nature anastomosée. Elle est en partie adjacente à la faille Lac Shortt mais s'en détache progressivement vers l'ouest et en profondeur (Quirion 1990). La Veine Sud est un élément structural secondaire, subsidiaire à la mylonite, qui consiste en des filonets de quartz dans un cisaillement mineur. Les observations faites sur cette structure suggèrent un cisaillement à composante dextre avec possiblement un mouvement oblique inverse. Cette dynamique étendue à l'ensemble de la mine implique un mouvement de même type pour les failles à mica vert (Quirion 1990).

CHAPITRE 3

LA CARBONATITE ET LA SYÉNITE DU LAC SHORTT

3.1 LA CARBONATITE

3.1.1 Distribution de la carbonatite

La carbonatite est connue dans la sous-zone 2B et existe sous trois formes:

1) Une Intrusion principale d'environ 500 mètres de long par 300 mètres de large avec probablement des digitations ou de petits amas satellites accolés à son côté est (figure 3). Cette intrusion est connue que par des forages et sa forme ovale est incertaine. Elle affleure sous le till glaciaire au fond du lac et son extension en profondeur est inconnue. Les forages montrent environ 5% de lambeaux provenant de la roche encaissante et 15% de lambeaux centimétriques à métriques de syénite incorporés à la masse de la carbonatite lors de son intrusion. La bordure nord de l'intrusion de carbonatite est en partie mylonitisée (Quirion 1990).

2) Des dykes de carbonatite que l'on retrouve partout dans la sous-zone 2B. Leur largeur varie de 10 centimètres à 6 mètres.

3) De brèche formée de fragments de roche encaissante, anguleux et de taille variable, dans une matrice de carbonatite. Les fragments sont déplacés ou *in situ*, blanchis par la calcification et légèrement hématisés. Cette brèche est observée que localement dans les galeries et forages. La roche encaissante au contact des dykes de carbonatite est aussi parfois bréchifiée (planche 1A).

Les relations chronologiques observées entre les dykes de syénite et de carbonatite montrent des dykes de syénite recoupés par des dykes de carbonatite et la présence de syénite

en lambeaux dans l'intrusion de carbonatite suggère une carbonatite postérieure à la syénite. Des dykes de carbonatite ont été entraînés et plus ou moins déformés à l'intérieur de la mylonite ce qui situe la carbonatite comme syn à tardi-tectonique par rapport à cet évènement tectonique.

3.1.2 Pétrographie de la carbonatite

Les dykes de carbonatite autant que l'intrusion principale présente en général une couleur rose pâle. Mais les variations sont fréquentes, particulièrement dans l'intrusion, où la couleur varie du blanc au rose au rouge et au gris. La granulométrie est très hétérogène passant de cristaux grossiers bien formés à des cristaux de moins de 1 mm informes, ceci pour la calcite et la biotite, la pyrite et la magnétite, les autres minéraux étant rarement visibles en mégascopie et de taille assez homogène. Une texture fréquente est formée de gros cristaux de calcite qui flottent dans une matrice à grains fins (planche 1B). Cette hétérogénéité est dûe à la déformation tectonique qu'a subi la carbonatite. Une foliation est souvent présente dans l'intrusion et les dykes. Vu les déformations qu'ils ont subi, l'origine magmatique de ces foliations est incertaine.

La calcite constitue 90% de la carbonatite. Minéralogiquement c'est une sövite (selon Heinrich 1966). Les test de coloration et les observations au microscope électronique à balayage de Wilhelmy et Kieller (1986) n'ont pas révélé la présence de dolomite. Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance: la biotite, l'apatite, les feldspaths, le zircon, la magnétite et la pyrite. La proportion de certains minéraux varie très vite pouvant passer de 100% de calcite à presque 100% de biotite ou de magnétite sur moins d'un mètre. La calcite montre, au niveau microscopique, d'importantes déformations comme des clivages courbés et cisailés et des microfractures. La biotite se présente sous toutes les formes allant

PLANCHE 1

- A Dyke composé syénite - carbonatite formé d'un centre de syénite fragmenté et boudiné de syénite (rouge) par l'intrusion de carbonatite (blanc).
- B Microphotographie en lumière polarisée illustrant la granulométrie hétérogène et la déformation des cristaux de calcite de la carbonatite. Champ de la photographie: 5mm.

A



B



de livrets de 10 centimètres à des cristaux isolés. La biotite est presque toujours déformée, en kinks ou avec des clivages courbés. Sa couleur est aussi très variable, passant de brun à vert pâle dans un même cristal. On remarque souvent des oxydes dans les espaces interfoliaires de la biotite. Il est suggéré que la biotite n'est pas magmatique mais résulte de la fémitisation de fragments de la roche encaissante (Wilhemy et Kieller 1986). L'apatite est en petits cristaux idiomorphes très souvent en amas ou dispersés aux contacts des cristaux de calcite. Les feldspaths potassiques flottent dans la masse de calcite. Ils sont résorbés ce qui peut être la conséquence d'une corrosion par le magma et partiellement recristallisés. Les zircons sont idiomorphes, plutôt grossiers, jusqu'à 1 mm. Ils sont souvent zonés et résorbés. La pyrite se présente en cristaux et en amas de toutes les tailles (<1 mm à plus de 2 cm). La magnétite forme souvent de minces couronnes autour de la pyrite. Les minéraux suivants sont aussi parfois rencontrés en lames minces: la bastnaésite, la fluorine, la magnocolumbite, l'aégyrine, la riebeckite, la chalcopyrite, la pyrrhotite et l'hématite spéculaire. Une étude minéralogique au microscope électronique (Wilhemy et Kieller 1986) a montré la présence de deux autres carbonates soient l'ancylite et la synchisite ainsi que la monazite, barite, célestite et du pyrochlore. La teinte rosée est donnée par les fines particules d'hématite dispersées dans la calcite. Tout le quartz rencontré était sous forme de veinules secondaires. La pétrographie des dykes n'est pas différente de celle de l'intrusion principale. Des dykes remarquables par leur couleur presque entièrement grise n'ont pas montré de différences minéralogiques si ce n'est que l'absence d'hématite.

3.2 LA SYÉNITE

La syénite est connue dans la sous-zone 2B de la mine, sous forme de poches irrégulières, de dykes, en fragments dans la mylonite et en lambeaux dans l'intrusion de carbonatite. Des travaux antérieurs (Morasse 1988; Litchblau 1989), font état de petites

intrusions de syénite le long de la faille Lac Shortt dans la sous-zone 2B. L'approfondissement des travaux souterrains n'a pas mis en évidence d'intrusions mais par contre une multitude de dykes localisés à proximité de la faille. Il semble que les intrusions décrites ne soient en fait que des dykes. Leurs caractéristiques minéralogiques et texturales sont semblables à celles des dykes. La syénite du lac Shortt a été métasomatisée ce qui a modifié sa chimie, parfois son apparence et a laissé croire qu'elle pouvait être d'origine métasomatique. Le travail pétrographique et géochimique effectué pour cette étude ainsi que le contexte géologique penchent en faveur d'une origine ignée pour cette syénite. L'hypothèse de l'existence de syénites d'origine métasomatique au lac Shortt ne peut toutefois être totalement exclue. Selon la classification de IUGS, les échantillons étudiés se classent comme des syénites et des syénites à feldspaths alcalins à la limite de la sous-saturation en silice (figure 4). Ceci est valable pour la minéralogie actuelle et sert à qualifier la roche mais ne reflète pas la composition initiale. Il n'y a pas de différence entre les syénites de l'intrusion de carbonatite et les dykes. L'échantillon Lsc-8917 pris dans un dyke de syénite se classe comme une diorite. Une vérification ultérieure a permis de constater qu'il y avait un cisaillement à cet endroit du dyke. Cet échantillon a été exclu du reste de l'étude.

3.2.1 Les dykes de syénite

Les dykes ont des dimensions très variable allant de moins de 10 centimètres à 6 mètres de large. Les contacts avec la roche encaissante sont francs. Leurs pendages sont surtout sub-verticaux mais quelques-uns sont sub-horaizontaux. Ils présentent une variété de couleurs allant du gris foncé au gris rosé et au rouge brique qui est la couleur prédominante. La granulométrie et les textures sont variables. La plupart sont à grains fins à moyens (1 à 2 mm). Les textures observées sont: hypidiomorphe grenue, pegmatitique avec des cristaux mesurant jusqu'à 7 cm et porphyrique.

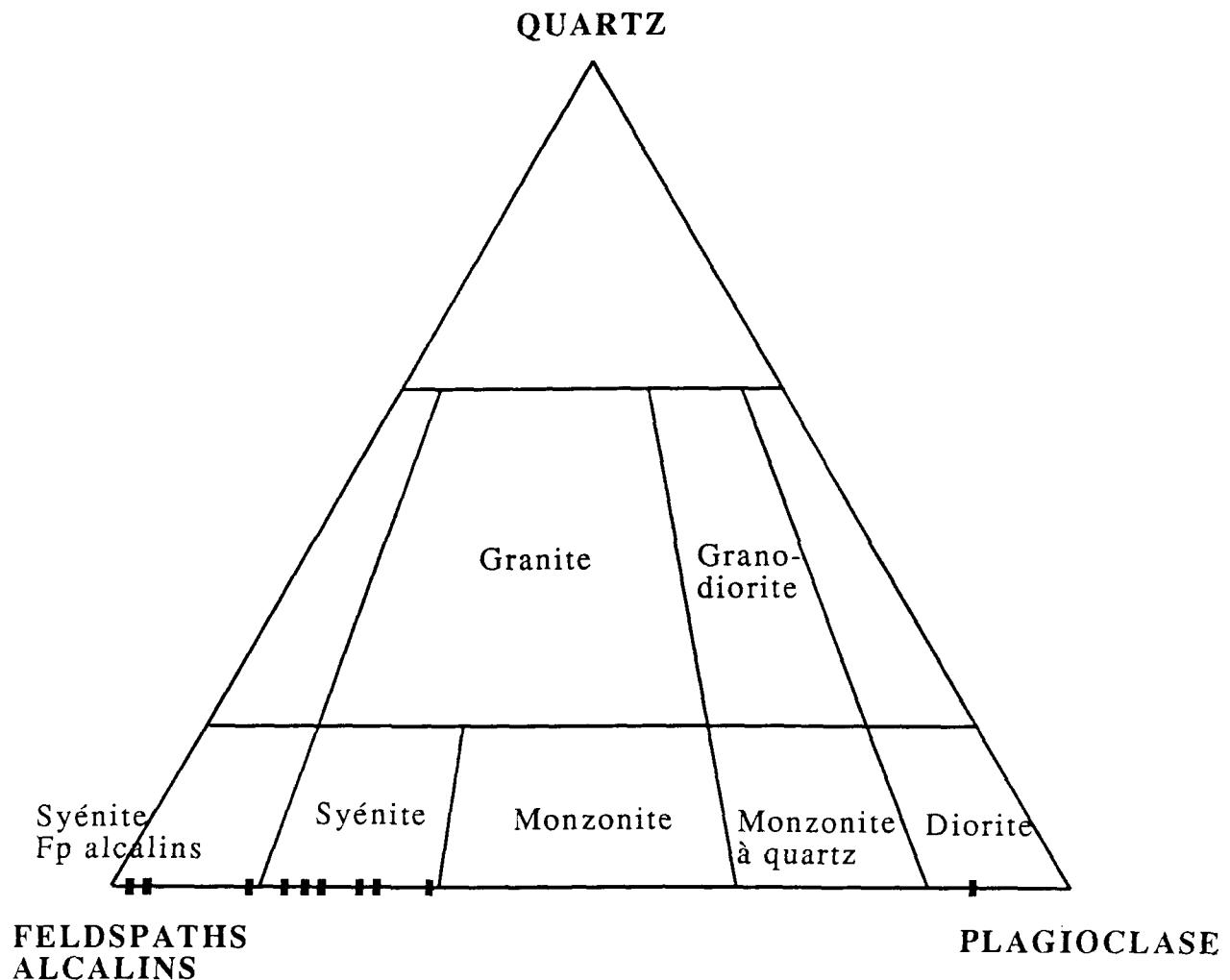


Figure 4. Classification des syénites du lac Shortt.

La minéralogie des dykes de syénite se compose de microcline avec moins de 20% de plagioclases, parfois zonés. La néphéline n'a pas été observée et tout le quartz est en veinules secondaires. Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance: muscovite, biotite, apatite, zircon, pyrite, magnétite, hématite, hématite spéculaire et Morasse (1988) a noté de la sphalérite, galène, pyrrhotite, rutile, monazite, leucoxène et barite. Les feldspaths ainsi que les veinules secondaires de calcite sont légèrement déformés. En lumière naturelle, les feldspaths montrent un empoussièvement dû à la présence de minuscules particules d'hématite et d'autres oxydes. L'empoussièrage des feldspaths (planche 2A) est une constante pour les dykes mais existe à divers degrés. Le cas le plus extrême est un dyke dont les feldspaths potassiques sont gris foncé, presque noirs. En microscopie ces cristaux sont soupoudrés de fines particules d'oxydes noirs parfois alignées avec les clivages du feldspath. Ces particules semblent s'être incorporées aux cristaux à mesure que ceux-ci croissaient. L'hématite, par sa couleur, s'observe facilement et on remarque qu'elle teinte les feldspaths surtout le long de leurs fractures et aux contacts avec les autres cristaux. Elle semble avoir teinté les feldspaths après leur cristallisation. Les cristaux de microcline présentent souvent une texture en "courtepointe" formée de petites plages à mâcles polysynthétiques coincées dans le quadrillage de la microcline qui peuvent être des perthites. Mais la présence de microcline zonée, ce qui est inhabituel, suggère plutôt un remplacement de plagioclases par de la microcline. Les feldspaths potassiques possèdent souvent une bordure recristallisée qui se remarque facilement par leur transparence causée par l'absence des particules d'oxydes (planche 2A). Ces bordures sont présentes lorsqu'il y a de la calcite en contact avec les feldspaths. Quelques analyses à la microsonde n'ont pas montré des différences de composition entre la bordure claire et le centre des feldspaths. Dans les dykes de syénite on trouve une quantité variable de calcite qui peut aller jusqu'à 25%. Celle-

ci forme de petites veines qui recoupe la syénite, remplie des fractures dans les feldspaths et s'imisce entre les cristaux qu'elle corrode parfois. On remarque très souvent dans les contacts des dykes de syénite avec la roche encaissante des veines de calcite (carbonatite) de 1 à 10 centimètres de large et qui peuvent avoir des branches secondaires qui recoupent le dyke ce qui suggère que la calcite présente dans les syénites provient de la carbonatite. La planche 1A montre un cas extrême de carbonatite présente au contact syénite/roche encaissante.

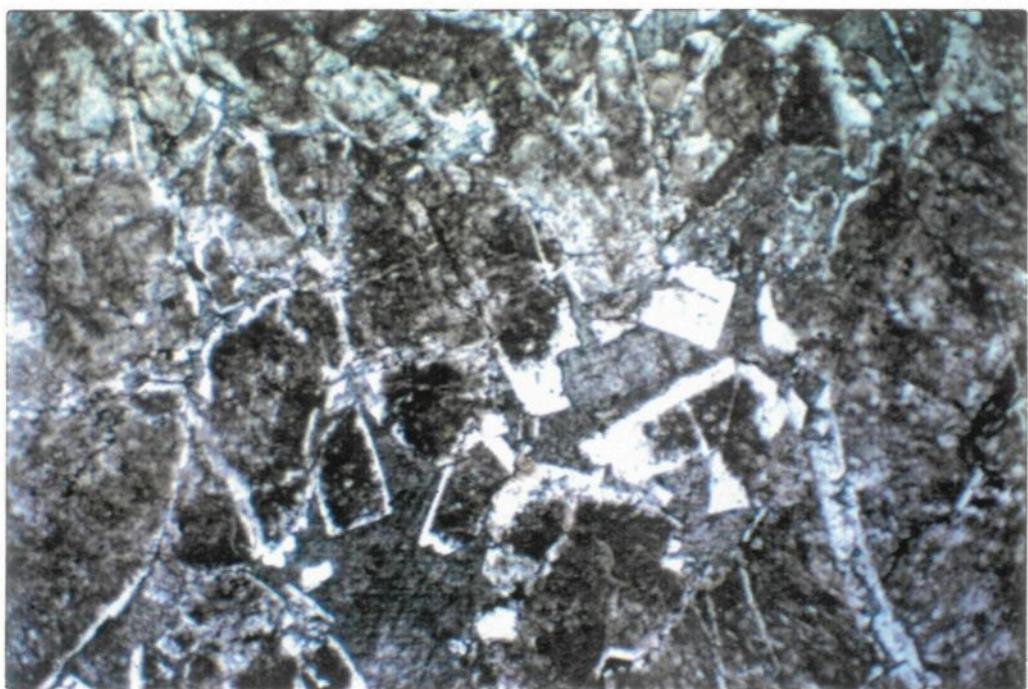
Pétrographiquement, rares sont les dykes de syénites dont les textures ignées sont bien préservées (planche 2B). L'aspect est plutôt métasomatique avec le remplacement des plagioclases par de la microcline, les bordures recristallisées, la corrosion dûe à la calcite et la granulométrie hétérogène et la disparition presque totale des minéraux mafiques (planche 3A). Mais les contacts francs des dykes et la subsistance de textures ignées ne suggère pas une origine strictement métasomatique. Il est difficile aussi d'expliquer la formation de syénites pegmatitiques avec des cristaux de 7 cm qui ne sont pas des pseudomorphes à l'aide de fluides métasomatiques. Ces syénites seraient d'origine ignée mais auraient été métasomatisées par la suite. L'action des fluides de la carbonatite pourrait être responsable de la recristallisation et de la corrosion des feldspaths en contact avec les veinules de calcite. La présence de minéraux tels que le pyrochlore, la bastnaésite et la monazite observés par Morasse (1988) suggère aussi l'action des fluides de la carbonatite.

Un dyke observé sous terre illustre assez bien cette hypothèse. Il s'agit d'un dyke hybride de carbonatite-syénite formé d'un centre de syénite de 15 cm de large avec des bordures de carbonatite de chaque côté (planche 1A). La syénite est injectée de veinules de calcite, fragmentée et déformée. Le contact syénite-carbonatite est parfois net mais le plus souvent il s'est développé une texture faite d'excroissances de carbonatite (des baguettes de

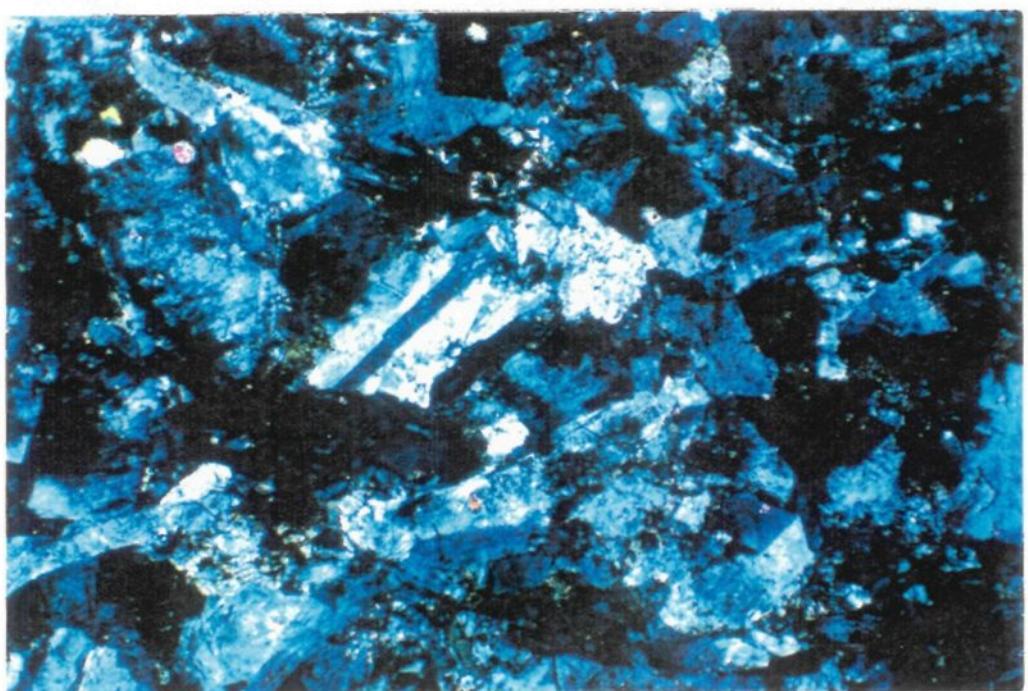
PLANCHE 2

- A Microphotographie en lumière naturelle montrant l'empoussièvement, la corrosion et les bordures recristallisées au contact de la calcite des feldspaths. Champ de la photographie: 5mm.
- B Microphotographie en lumière polarisée d'un dyke de syénite possédant encore une texture ignée. Champ de la photographie: 5mm.

A



B



calcite de 4 à 5 centimètres de long) qui pénètrent perpendiculairement au contact dans le dyke de syénite. À cet endroit la syénite a perdu tout aspect igné. Les feldspaths sont brisés, recristallisés et corrodés. Dans le cœur du dyke de syénite les textures ignées sont préservées. On explique cette séquence carbonatite-syénite par l'intrusion en premier lieu d'un dyke de syénite. La carbonatite profite des zones de faiblesses créées par les contacts du dyke de syénite pour s'y insérer déformant et boudinant le dyke de syénite au passage. Le magma de carbonatite très corrosif et les fluides chauds libérés ont métasomatisé la syénite en bordure.

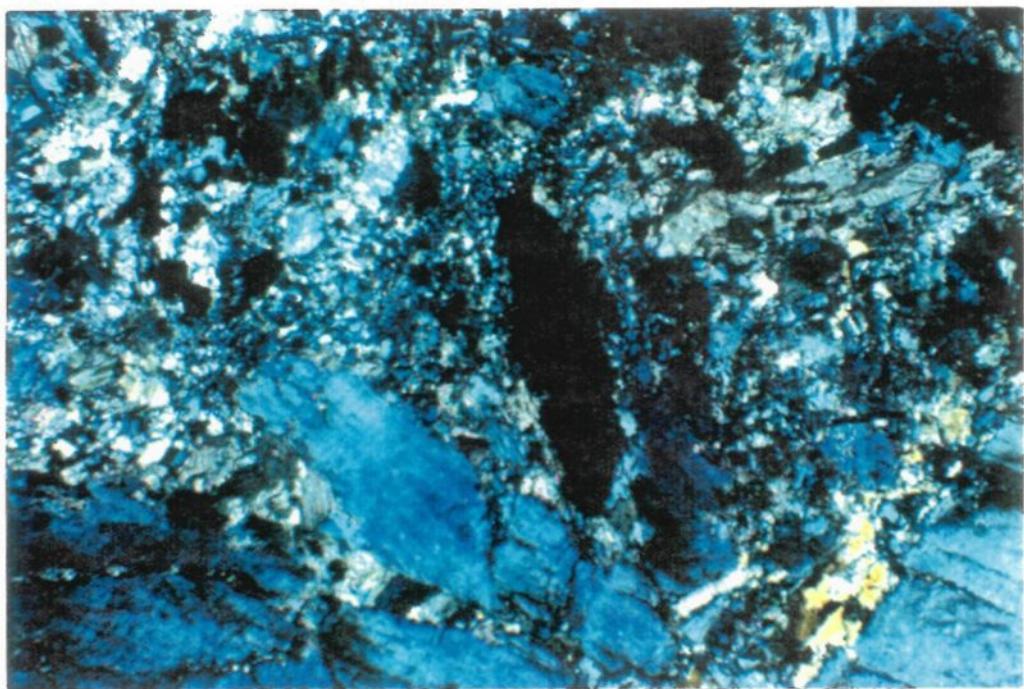
3.2.2 Les lambeaux de syénite dans l'intrusion de carbonatite

Dans l'intrusion principale de carbonatite les forages ont croisé des zones de syénite dont la dimension va de 3 centimètres à 14 mètres et qui sont injectées de veines de calcite. Ces syénites sont à des détails près semblables aux syénites des dykes de la mine (planche 3B). Les contacts syénite-carbonatite sont souvent corrodés et on trouve nombre de petits fragments de syénite à proximité des contacts. De la biotite s'est développée dans les syénites au contact de la calcite. L'aspect des syénites est ici plus constant que pour les dykes de la mine. La couleur est gris-rosé, la granulométrie moyenne avec une texture équigranulaire. La muscovite secondaire de couleur vert pâle remplies les ouvertures entre les cristaux. Les syénites rouges et les syénites à texture porphyrique existent aussi mais semblent moins abondantes. En microscopie, les minéraux suivants sont observés: microcline, plagioclase, muscovite, zircon, apatite, pyrite, magnétite et l'hématite. Ici, la calcite a pénétré partout et on ne trouve que des reliques de texture ignée dans certains endroits moins attaqués des plus grands lambeaux de syénite. Les feldspaths sont ici aussi corrodés et recristallisés. Malgré la pauvreté des informations sur les dimensions, formes et contexte de ces lambeaux; les contacts corrodés, les fragments en bordures de ceux-ci et la calcification intense laissent

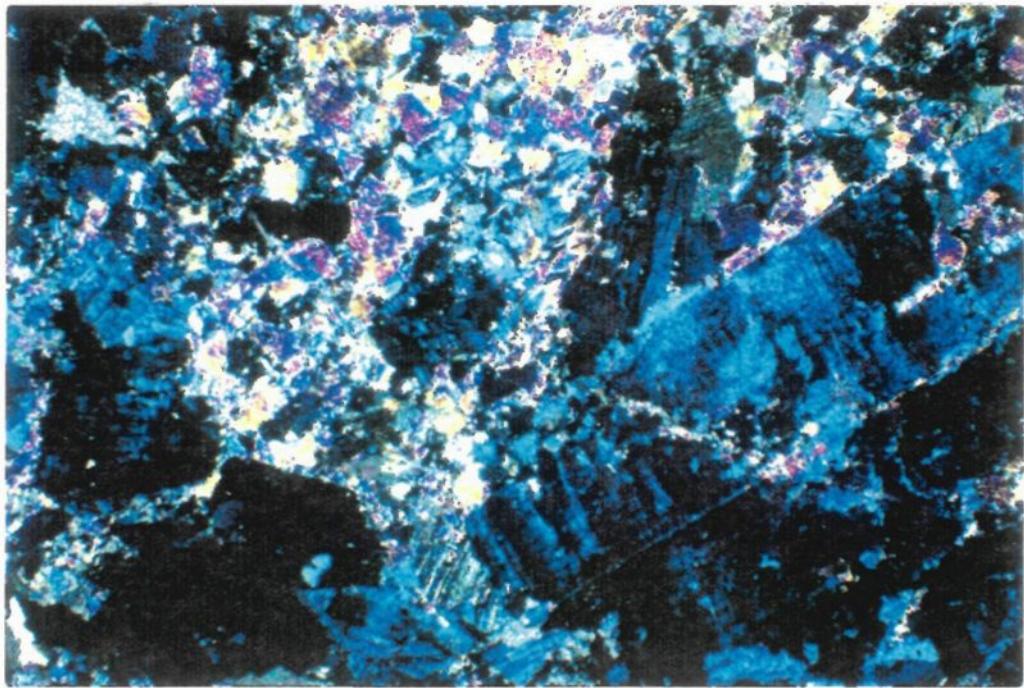
PLANCHE 3

- A Microphotographie en lumière polarisée d'une syénite métasomatisée (dyke) montrant la granulométrie hétérogène des feldspaths et de la calcite secondaire. Champ de la photographie: 5mm.
- B Microphotographie en lumière polarisée d'une syénite métasomatisée provenant d'un lambeau de syénite au sein de l'intrusion de carbonatite. Il n'y a pas de différence majeure avec les dykes de syénite métasomatisée si ce n'est de la muscovite tardive. Champ de la photographie: 5mm

A



B



peu de doutes quant à l'origine fragmentaire de ceux-ci. Ces lambeaux ont été arrachés à des dykes lors de l'intrusion de la carbonatite.

3.2.3 Les fragments de syénite dans la mylonite

Au sein de la mylonite on retrouve des fragments centimétriques boudinés et cataclasés de syénite (Morasse 1988). Ces fragments sont rouge brique, la granulométrie est fine et hétérogène. La minéralogie est la même que pour les dykes mais en microscopie on ne distingue généralement que des feldspaths potassiques et des plagioclases déformés et recristallisés. Ces fragments seraient des dykes de syénite transposés par la mylonite lors de sa formation. La pétrographie de ces fragments n'a pas été contrôlée avec la géochimie ce qui empêche d'exclure l'hypothèse qu'ils soient plutôt des fragments de roches encaissantes hématisées.

CHAPITRE 4

GÉOCHIMIE DE LA CARBONATITE ET DE LA SYÉNITE

4.1 MÉTHODES ANALYTIQUES

L'étude géochimique s'est faite à partir de l'analyse de 36 échantillons par fluorescence-X (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 , S , Ni , Cu , Zn , Rb , Sr , Y , Zr , Nb , Ba , Pb) aux laboratoires Caleb Brett international de Merseyside, Angleterre et par activation neutronique (Cr , Co , Cs , La , Hf , Ta , Au , Ce , Nd , Sm , Eu , Tb , Yb , Lu , Th , U) à l'université du Québec à Chicoutimi selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les échantillons ont été broyés dans un pulvérisateur (shatter box) en aluminium pour éviter une contamination en Cr , Co , W , Ta . La répartition des échantillons est la suivante: 7 proviennent de dykes de carbonatite, 10 de l'intrusion principale de carbonatite, 6 de deux dykes de syénite, 3 de lambeaux de syénite de l'intrusion de carbonatite, 4 de zones d'altération, 3 de roches encaissantes, 1 d'un cisaillement dans un dyke de syénite et 1 du dyke de lamprophyre à olivine. Les résultats d'analyse sont présentés dans les tableaux 1, 2, et 3 de l'annexe 1 et la localisation des échantillons dans l'annexe 2. Des analyses de dykes de syénite sont rapportées de Morasse (1988). Le diagramme 12 a été tracé à partir des analyses d'argent effectuées par absorption atomique au laboratoire de la mine Opémiska de Minnova Inc sur le forage LSU-2655.

4.2 GÉOCHIMIE DE LA CARBONATITE

Géochimiquement, les dykes et l'intrusion de carbonatite se classent comme des sövites selon la classification établie par Woolley (1982) en accord avec la minéralogie observée en pétrographie (figure 5). La chimie des éléments majeurs des dyke et de

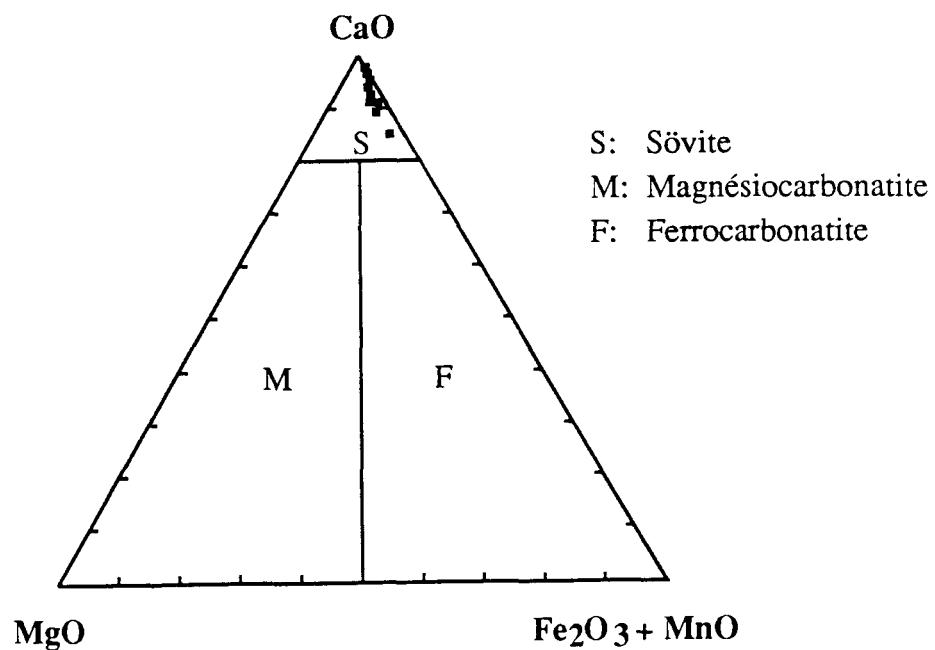


Figure 5. Classification des carbonatites du lac Shortt selon le diagramme établi par Woolley (1982).

l'intrusion de carbonatite du lac Shortt est comparable aux autres carbonatites (tableau 1 de l'annexe 1). La chimie des terres rares les situe dans le champ des carbonatites phanérozoïques (figure 6). Ce champ a été déterminé selon deux carbonatites du type sôvite qui possèdent des patrons de terres rares maximum (Lokupoi 6336) et minimum (Jacupiranga 5963) (de Nelson et al. 1988). La plupart des échantillons analysés donnent un patron situé dans la partie supérieure du champ des carbonatites phanérozoïques. Comparé à la carbonatite archéenne de Dolodau, celle du lac Shortt montre une teneur élevée en LREE. Les échantillons Lsc-20 et Lsc-110 ont été éliminés de la construction du champ des carbonatites du lac Shortt car leur rapport LREE/HREE est anormalement élevé (figure 7 et 8). La proportion et la distribution des REE des dykes et de l'intrusion de carbonatite se comparent à la carbonatite moyenne de Gold (1966) (tableau 1, figure 7). L'étude du rapport La/Yb versus La (figure 7) montre que les carbonatites du lac Shortt font aussi partie du champ des carbonatites proposé par Wass et Roger (1980) mais sont exclues du champ des carbonatites océaniques (Le Bas 1984). Les carbonatites de Jacupiranga et Lokupoi (Nelson et al. 1988) ont été ajoutées pour la comparaison. Le rapport La/Yb de la carbonatite de Lokupoi se compare assez bien avec celui du lac Shortt.

Le champ de distribution des éléments traces incompatibles pour les carbonatites du lac Shortt se corrèle assez bien avec les carbonatites minimales et maximales de Jacupiranga et Lokupoi (de Nelson et al. 1988) (figure 9). Le diagramme se caractérise par l'abondance des éléments Ba, Th, Sr et les LREE et les teneurs plus faibles en Rb, K, Zr, Hf, Ti et les HREE. Ceci est caractéristique des carbonatites ainsi que la variabilité du Nb et du P (Nelson et al. 1988). Les carbonatites du lac Shortt montre un enrichissement plus marqué en U, Pb, Sr, Zr et Hf. Le Sr est fortement anomalique au lac Shortt. Selon Wilhelmy et Kieller (1986), l'affinité du Sr avec le calcium et le barium fait que cet élément semble avoir diffusé

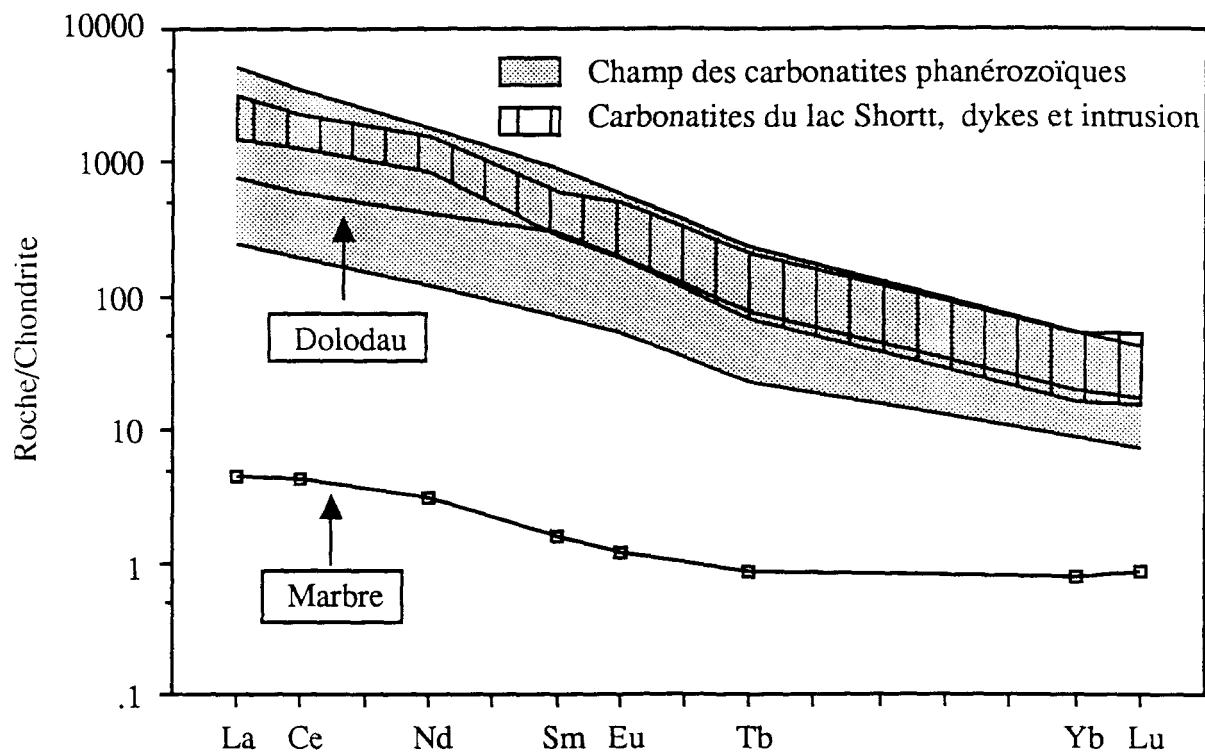


Figure 6. Champ des REE pour les carbonatites (intrusion et dykes) du lac Shortt en comparaison avec le champ des carbonatites phanérozoïques (du type sövite) déterminé selon les carbonatites de Lokupoi (#6336) comme limite supérieure et Jacupiranga (#5963) comme limite inférieure (de Nelson et al. 1988). Comparaison avec la carbonatite de Dolodau de Bédard et Chown (en prép., #DOD-03) et un marbre de Shaw et al. (1976, #NQM). Les roches sont normalisées aux chondrites selon Taylor et Mc Lennan (1985).

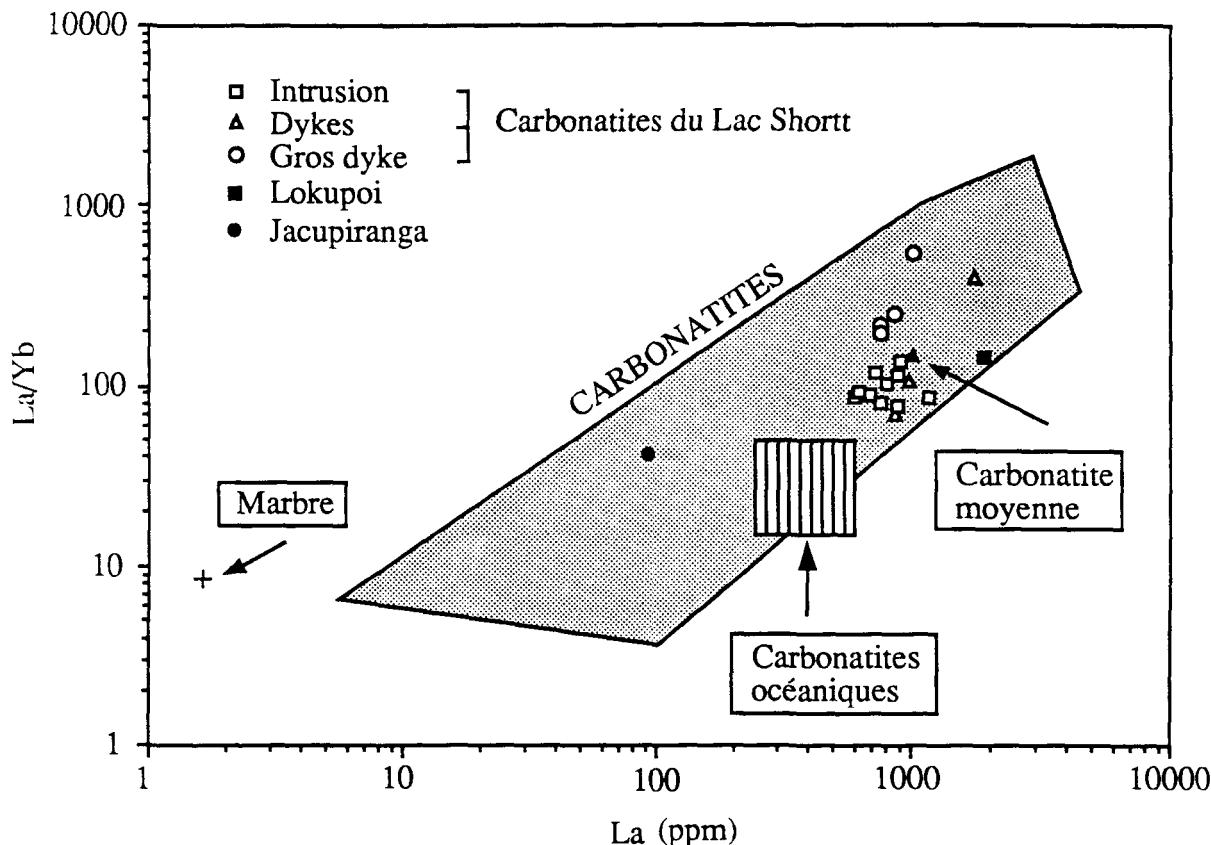


Figure 7. Diagramme La/Yb versus La montrant le champ des carbonatites (Wass et Roger 1980) et celui des carbonatites océaniques (LeBas 1984). Les carbonatites du lac Shortt sont comparées avec une carbonatite moyenne (Gold 1966), les carbonatites de Lokupoi (#6336) et Jacupiranga (#5963) de Nelson et al. (1988) et le marbre de Shaw et al. (1976, #NQM).

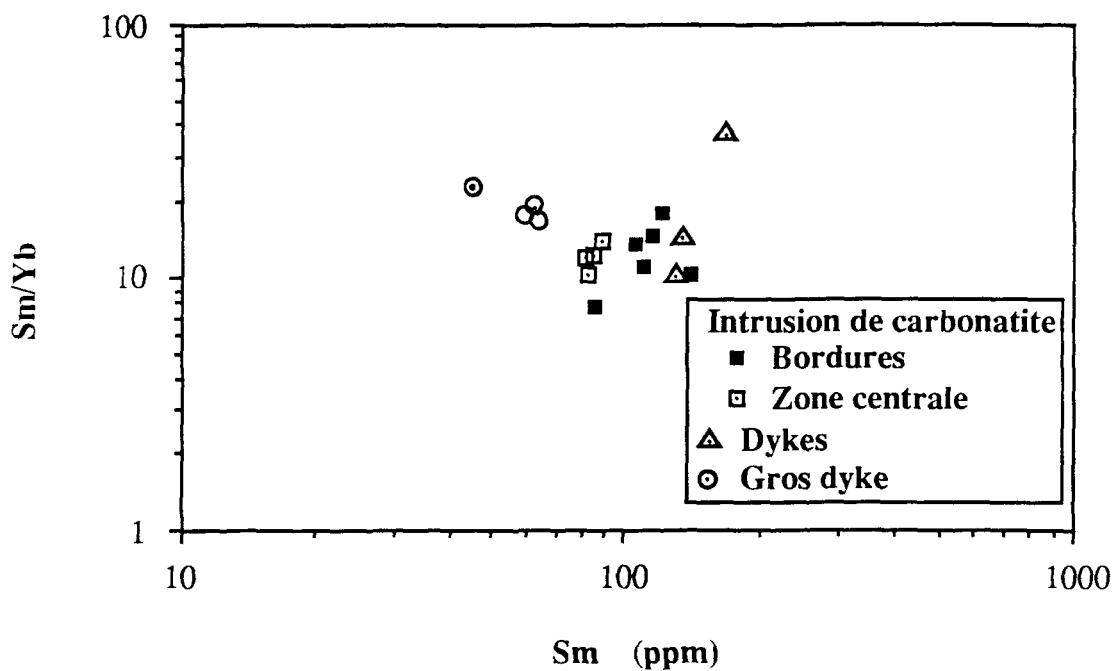


Figure 8. Diagramme SM/Yb versus Sm pour les carbonatites du lac Shortt.

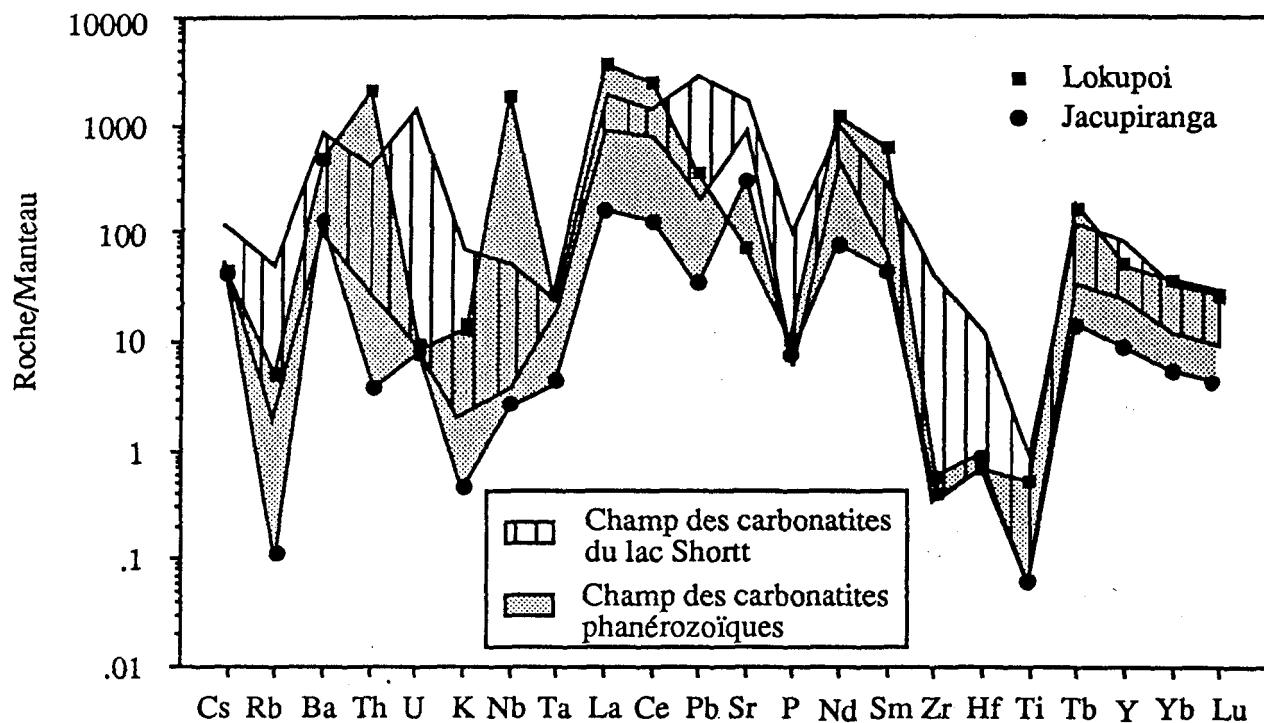


Figure 9. Abondance des éléments traces incompatibles normalisés selon le manteau primitif estimé (Taylor et McLennan 1985) pour le champ des carbonatites du lac Shortt en comparaison avec le champ des carbonatites phanérozoïques déterminé selon les carbonatites de Lokupoi (#6336) et Jacupiranga (#5963) de Nelson et al. (1988). Les éléments traces sont placés en ordre croissant de compatibilité avec un manteau péridotitique composé de lherzolite à grenat. Cette distribution est suggérée par Nelson et al. (1988).

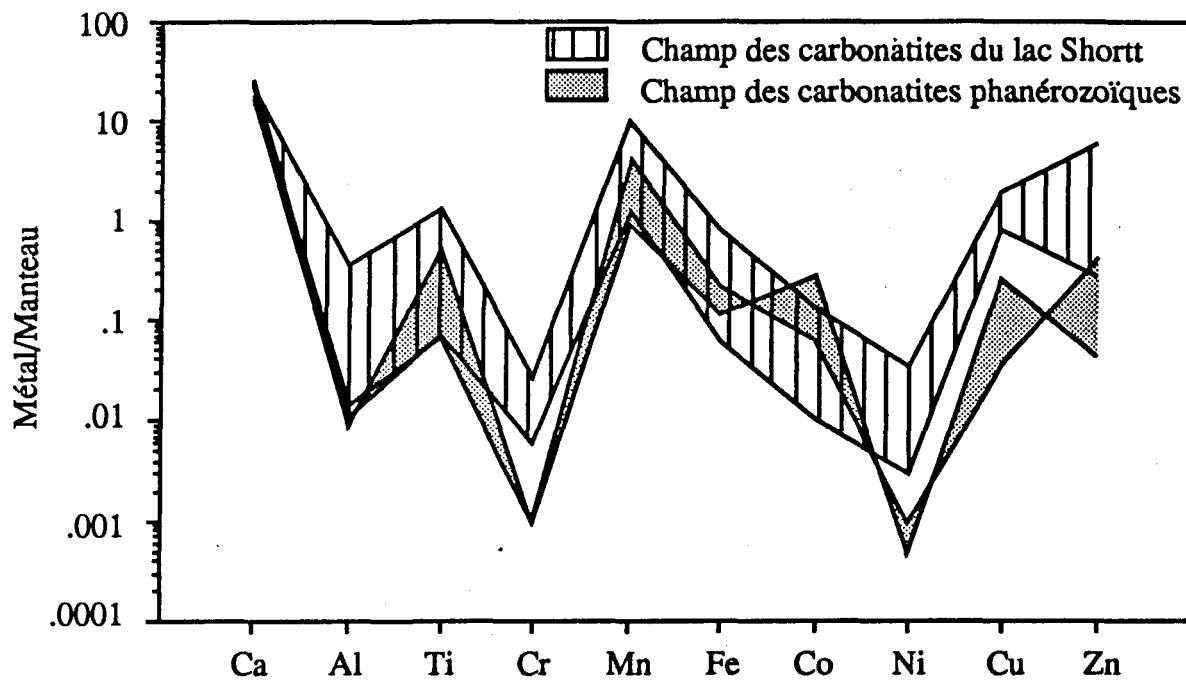


Figure 10. Abondance des métaux de transition normalisés au manteau selon Taylor et McLennan (1985) pour le champ des carbonatites du lac Shortt en comparaison avec le champ des carbonatites phanérozoïques déterminé selon les carbonatites de Lokupoi (#6336) et Jacupiranga (#5963) de Nelson et al. (1988).

uniformément parmi les minéraux. La calcite strontianifère va jusqu'à la synchisite et l'ancylite. L'uranium montre une grande dispersion dans ce diagramme et ceci est probablement dû à la présence de pyrochlore. Selon Wilhelmy et Kieller (1986), le pyrochlore qu'ils ont observé au microscope électronique, est le porteur essentiel de l'uranium, du niobium et du thorium. La quantité d'uranium dans la carbonatite du lac Shortt est disproportionnée par rapport aux carbonatites de Lokupoi et Jacupiranga mais n'est pas anormale par rapport à d'autres sôvites listées par Nelson et al. (1988). Le pyrochlore pourrait aussi être le porteur du Pb et le zircon celui du Zr et Hf. Les anomalies "négatives" en P et Ti peuvent refléter la composition de la source ou résulter d'une cristallisation fractionnée. Un diagramme du même type tracé avec les métaux de transition (figure 10) montre une répartition semblable entre le champ des carbonatites du lac Shortt et les carbonatites phanérozoïques malgré que les carbonatites du lac Shortt ont un champ de distribution plus large et sont plus riches en Ni, Cu et Zn.

La carbonatite du lac Shortt montre des patrons de terres rares fortement enrichis qui ne peuvent être comparé à un marbre (figure 6 et 7). Sa composition chimique qui est comparable aux carbonatites connues et différente de celle du marbre appuie l'hypothèse de la nature ignée des carbonates du lac Shortt.

La chimie des dykes et de l'intrusion de carbonatite du lac Shortt n'est pas homogène. La figure 11 illustre la présence d'une zonation des REE dans l'intrusion principale. La bordure qui comprend au minimum les 30 premiers mètres est plus riche en REE que le coeur de l'intrusion ce qui peut représenter des injections de magma de moins en moins riches en REE ou un phénomène de cristallisation fractionnée. Cette répartition des REE entre les bordures et le coeur de l'intrusion est aussi mis en évidence par le rapport

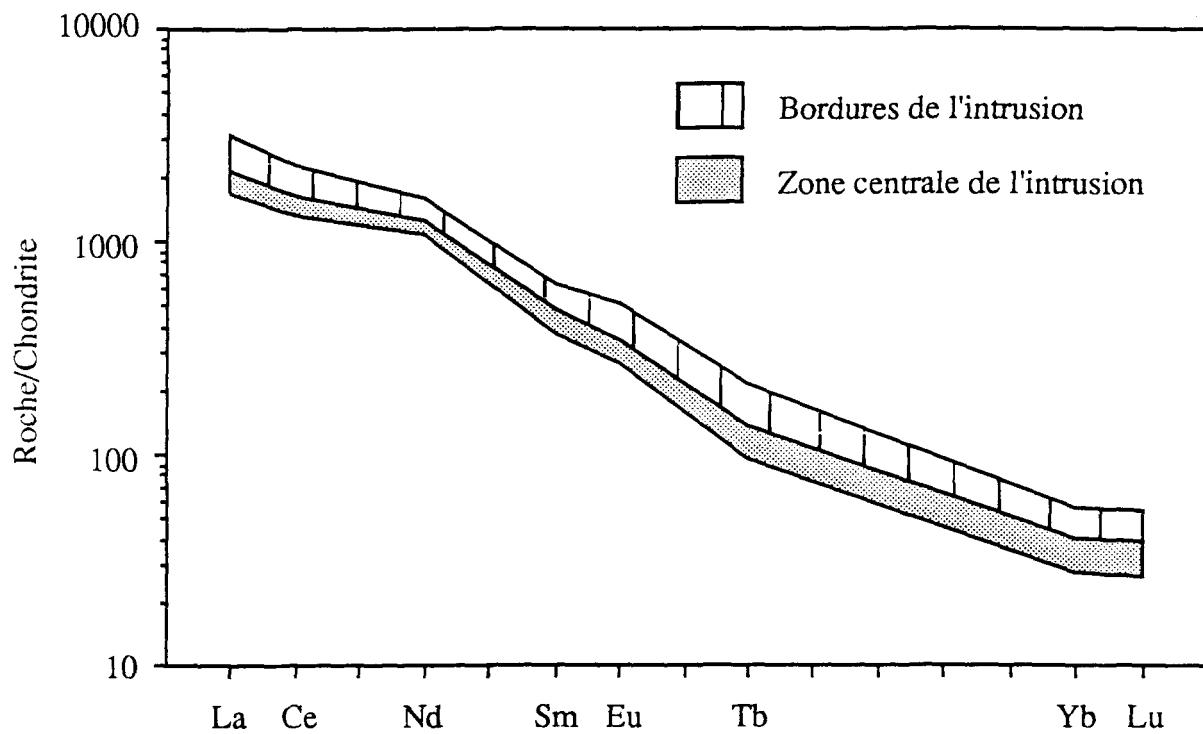


Figure 11. Zonation de l'abondance des REE normalisées aux chondrites selon Taylor et McLennan (1985) à l'intérieur de l'intrusion principale de carbonatite.

Sm/Yb (figure 8). Un échantillon de la bordure (Lsc-8933) est anormal et se situe plus près des échantillons du centre. Les dykes échantillonnés dans la mine montrent des variations assez importantes. Certains dykes ont des rapports La/Yb et Sm/Yb (figures 7 et 8) semblables à ceux de l'intrusion. D'autres par contre sont très différents, comme Lsc-20 qui est enrichi en LREE et en même temps appauvri en HREE (tableau 1 et figures 7 et 8) et le Gros dyke représenté par 4 échantillons (Lsc-104, 107, 108, 110) qui est appauvris en HREE.

Une dernière caractéristique importante de la carbonatite du lac Shortt est son enrichissement en Ag. Cet élément très rare dans les carbonatites (Heinrich 1966) est rapporté pour la carbonatite de Phalaborwa où il est exploité comme sous-produit de la récupération du cuivre. Au lac Shortt la concentration en argent est en moyenne de 6 ppm. Le diagramme de la figure 12 tracé à partir des analyses faites sur le forage LSU-2655 dans l'intrusion de carbonatite, indique des valeurs d'argent qu'en présence de carbonatite. La roche encaissante en est dépourvue et les lambeaux de syénite et de roche encaissante à l'intérieur de l'intrusion montrent des quantités nulles ou très faibles (contamination par des veinules de calcite). Cette particularité de la carbonatite n'a pas fait l'objet d'une étude approfondie qui aurait pu déterminer sous quelle forme l'argent se présente et avec quel minéral il est associé.

4.3 GÉOCHIMIE DE LA SYÉNITE

Les éléments majeurs montrent un déficit en SiO_2 et TiO_2 par rapport à une syénite moyenne (Lemaître 1976), alors que Al_2O_3 , P_2O_5 et MnO sont plutôt variables (tableau 2). Le diagramme $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Fe}$ total (figure 13 A) montre que par rapport à une syénite

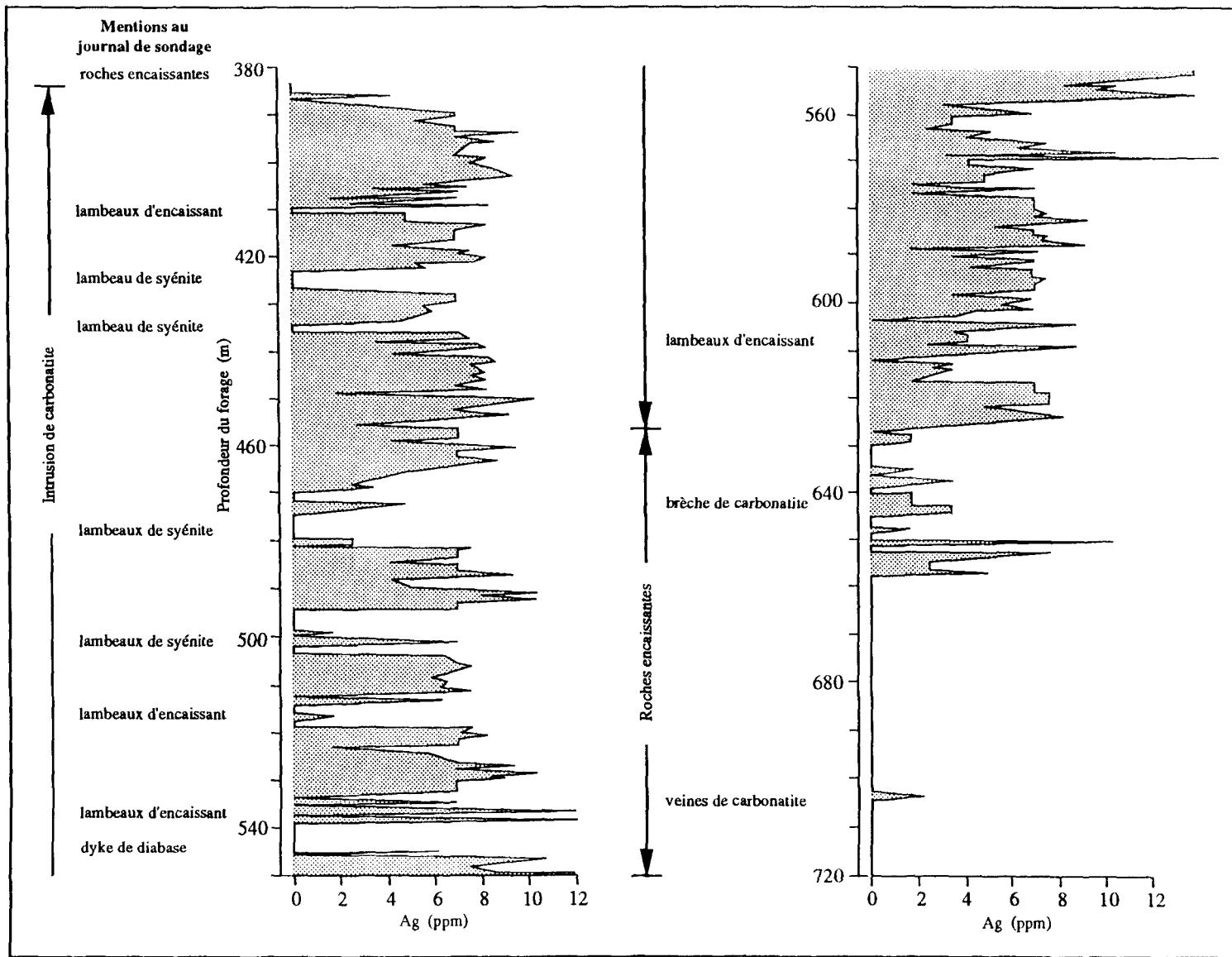


Figure 12. Distribution de l'argent dans l'intrusion de carbonatite.

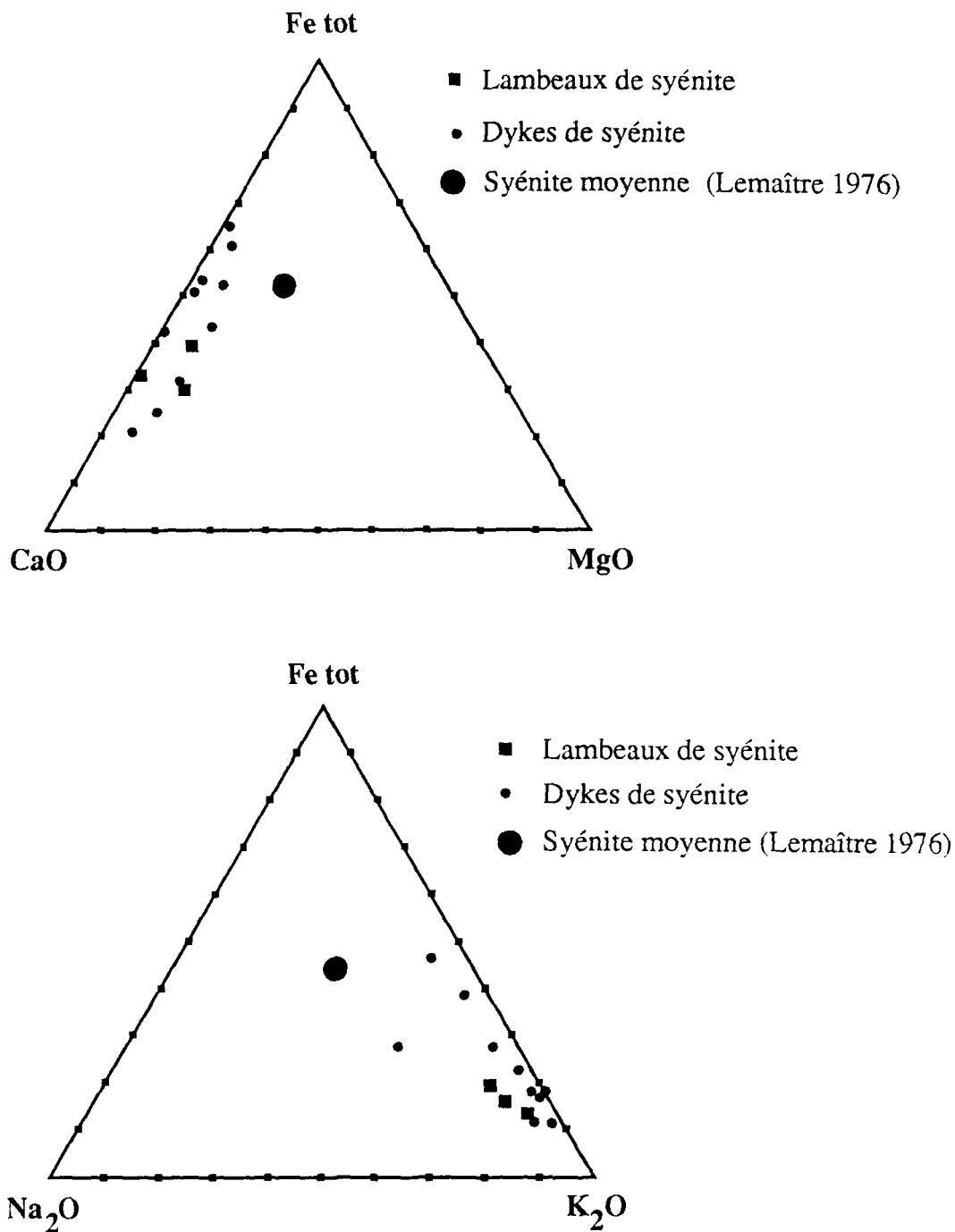


Figure 13. Diagrammes CaO-MgO-Fe tot (A) et Na₂O-K₂O-Fe tot (B) pour les dykes et les lambeaux de syénite de l'intrusion de carbonatite, comparés à une syénite moyenne.

moyenne celle du lac Shortt est enrichie en CaO, appauvrie en MgO et avec une quantité de Fe variable mais en général plus faible. La grande quantité de calcite et l'absence de minéraux mafiques expliquent ces anomalies. Aucun patron de dispersion n'apparaît entre les dykes et les lambeaux de syénite de l'intrusion de carbonatite. C'est le Na₂O et le K₂O qui montrent l'anomalie la plus spectaculaire avec le Na₂O presque disparu au profit du K₂O (figure 13 B). La quantité de Sr, Ba et S est assez élevé pour qu'ils soient considérés comme des éléments majeurs.

Le diagramme d'abondance des éléments traces incompatibles (figure 14) fait ressortir des variations assez fortes en Th, U, Pb et Zr qui sont presque les mêmes que pour la carbonatite. Le pyrochlore est probablement le porteur du Th, de l'U et du Pb. Le galène peut aussi être responsable de l'anomalie en Pb et le zircon explique les valeurs de Zr. Le patron de distribution des éléments traces est assez régulier sauf pour des anomalies négatives en P et en Ti qui peuvent résulter d'un processus de cristallisation fractionnée ou être caractéristique de la source du magma. Les champs de distribution des REE des syénites et des carbonatite sont très semblables (figure 15). Ceci peut être caractéristique du magma ou résulter d'un enrichissement de la part de la carbonatite. Cette hypothèse est valable si on considère le patron des REE d'un basalte de la mine qui est semblable à celui des syénites et nettement enrichi en LREE par rapport à un basalte "typique" de la Formation d'Obatogamau (de Midra 1989). Les métaux de transition forment un patron homogène et assez peu dispersé (figure 16). Le Cr, Co et Ni sont les éléments les plus appauvris. La plus grande dispersion observée pour les éléments Co, Ni, Cu, Zn résulte de l'enrichissement plus marqué en Co, Ni et Cu et l'appauvrissement en Zn pour la série d'échantillons Lsc-8948, Lsc-8949, Lsc-8950 et Lsc-8951 qui sont marqués par la présence d'Au et de pyrite.

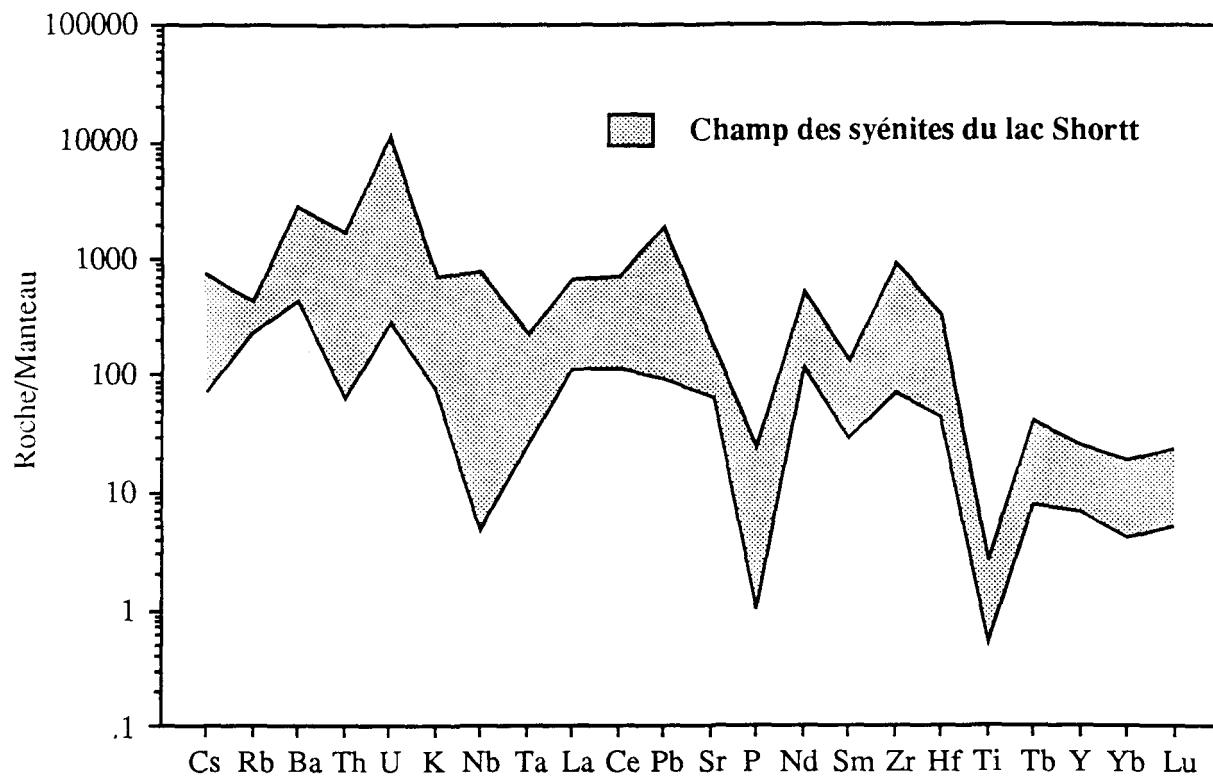


Figure 14. Adondance des éléments traces normalisés selon le manteau primitif estimé (Taylor et McLennan 1985) pour le champ des syénites du lac Shortt.

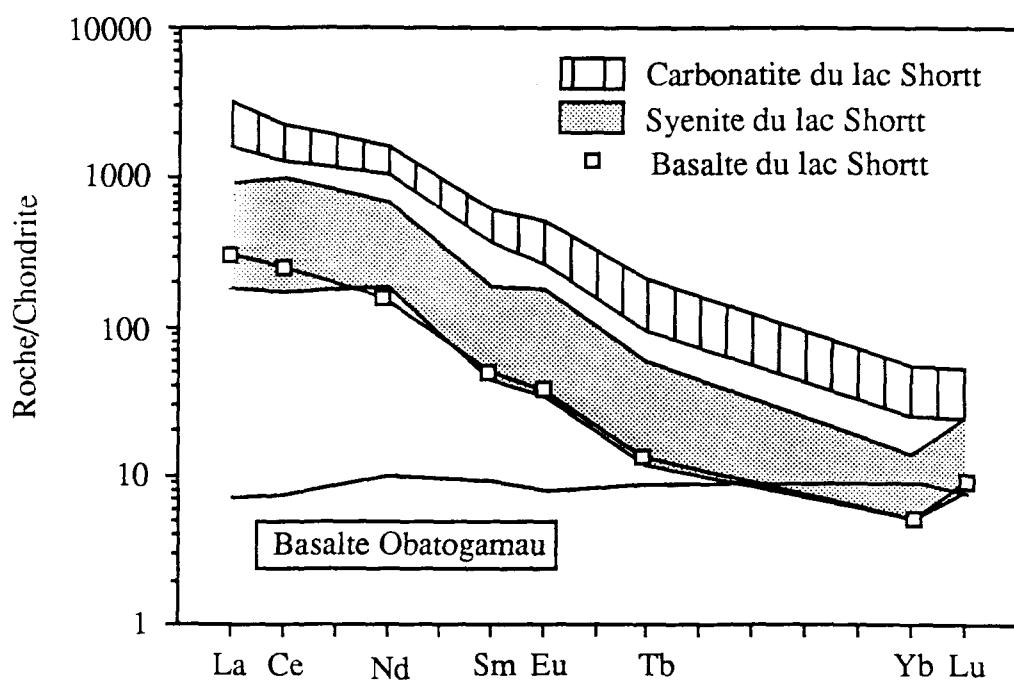


Figure 15. Distribution et abondance des REE pour le champ des syénites du lac Shortt en comparaison avec le champ des carbonatites, un basalte (Lsc-8952) et un basalte représentatif de la Formation d'Obatogamau (de Midra 1989). Normalisé aux chondrites selon Taylor et McLennan (1985).

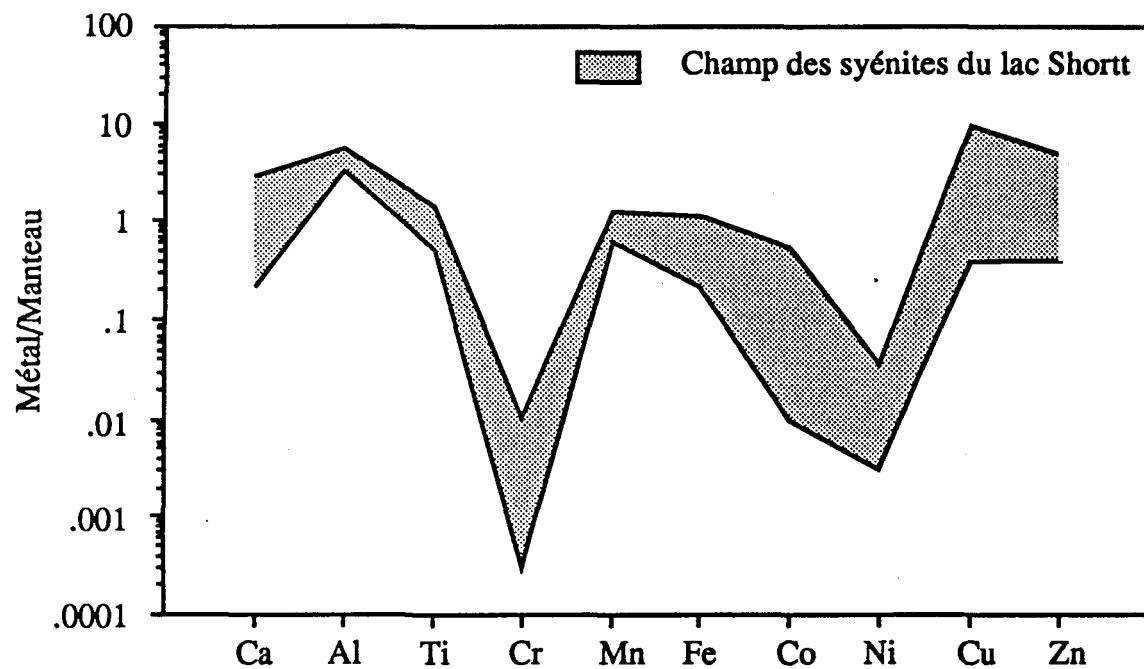


Figure 16. Abondance des métaux de transition normalisés au manteau selon Taylor et McLennan (1985) pour le champ des syénites du lac Shortt.

La plupart des syénites analysées montrent une composition homogène sauf pour les échantillons Lsc-8949, Lsc-8950 et Lsc-8951 qui font partie d'un même dyke de syénite localisé dans la bande d'altération Hm+ et Cb+ près de la zone minéralisée (annexe 2). Les trois montrent un appauvrissement en SiO₂ et Al₂O₃ et un enrichissement en Fe₂O₃, CaO, CO₂ et pour plusieurs des éléments traces dont Au. La présence de la zone d'altération à cet endroit peut expliquer ces anomalies.

CHAPITRE 5

LA FENITISATION

Il existe plusieurs types d'altération au lac Shortt. Morasse (1988), en a décrit trois principales. La première est présente dans l'éponte supérieure (zone 1) et résulte de la circulation de fluides hydrothermaux dans la faille Lac Shortt. Les suivantes, qui intéressent plus particulièrement ce projet, sont situées dans l'éponte inférieure (sous-zone 2B). La deuxième, de nature potassique, est formée une séquence principale de dolomite-pyrite-feldspaths K-hématite-quartz et correspond à la zone minéralisée en Au et d'une séquence de dolomite-albite-ankérite-pyrite qui forme un mince halo autour de la zone minéralisée. La dernière altération, de nature sodique, est composée de l'assemblage magnésioarfvedsonite-magnétite-albite-calcite-apatite et le remplacement de phénocristaux d'augite dans les basaltes par l'assemblage calcite-biotite-magnésioarfvedsonite a été noté. La reconnaissance des séquences intrusives de syénite et de carbonatite permet maintenant de considérer cette dernière altération comme une fénitisation sodique.

La fénitisation n'a pas fait l'objet d'une étude exhaustive dans le cadre de ce projet mais des idées directrices se dégagent. Il n'y a pas de cartographie détaillée des fénites au lac Shortt, on ne connaît que les limites où la fénitisation est présente. La fénitisation est maximum dans le secteur central 2B (figure 3). Ses limites au nord et au sud sont les failles Lac Shortt et Mica Vert du Sud qui ont agit comme des membranes imperméables, empêchant la propagation des fluides au-delà de celles-ci. La bordure est de l'auréole semble

suivre un contact lithologique. La bordure ouest est peu connue mais elle s'étire en une mince bande parallèle à la faille Lac Shortt.

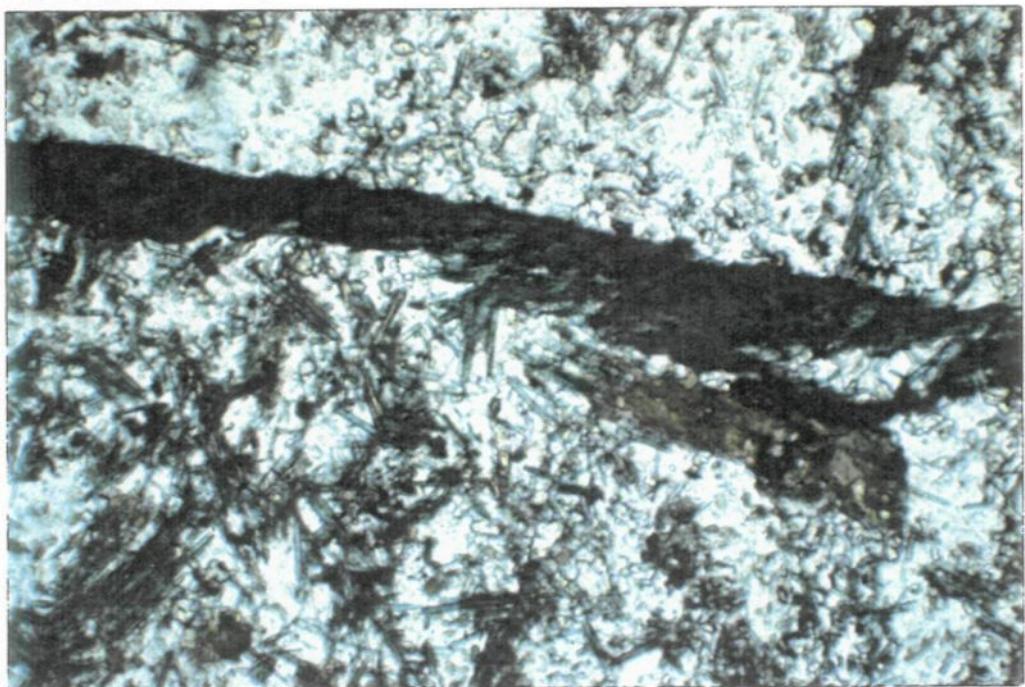
La présence de magnésioarfvedsonite (Morasse 1988) est la manifestation la plus spectaculaire de cette altération. Ce minéral existe sous forme de paillettes dispersées, en amas fibreux et sous forme de veinules (planche 4). En quantité importante, il donne un reflet bleuté à la roche. La magnésioarfvedsonite a été observée dans les tufs, basaltes, gabbro mais pas dans les échantillons de syénite étudiés. Les traits géochimiques de cette altération (échantillons Lsc-103, Lsc-8916, Lsc-8946, Lsc-8952 dans le tableau 1 et Morasse 1988) montrent un enrichissement en Na_2O , MgO , Fe_2O_3 et en Ba et Sr (Morasse 1988). Ces échantillons comparés avec des basaltes et des gabbros de la formation d'Obatogamau (HB-87-291 et HB-87-227 de Brisson et Guha 1990 dans le tableau 1) montrent jusqu'à 6% plus de Na_2O .

Le problème qui se pose au lac Shortt est de déterminer à quelle séquence intrusive (syénite, carbonatite ou les deux?) est associée cette fénitisation sodique. La fénitisation n'est pas un phénomène unique aux carbonatites. Selon Woolley (1982) les fénites sodiques sont plus fréquemment associées à des magmas silicatés mais sont possibles aussi avec les carbonatites. À prime abord, vu la grosseur de l'intrusion de carbonatite on est porté à lui associer sans discussion la fénitisation sodique. Mais il est remarquable, que les lambeaux de syénite à l'intérieur de l'intrusion de carbonatite, pas plus que les dykes de syénite de la mine, ne montrent de magnésioarfvedsonite ou une augmentation du % de Na_2O comparable à celle observée dans les gabbros et basaltes. Aussi, la magnésioarfvedsonite n'est jamais remarquée dans les lambeaux de roches encaissantes de l'intrusion de carbonatite alors qu'elle l'est lorsque le forage recoupe la roche encaissante de l'intrusion. Il serait alors fort possible

PLANCHE 4

A Microphotographie en lumière naturelle illustrant la fénitisation sodique. Ici c'est l'altération de magnésioarfvedsonite en baguettes bleues et sous forme de veinule qui prédomine. Le minéral vert est de la biotite. Champ de la photographie: 5mm.

A



que la syénite soit responsable de cette fénitisation sodique. L'absence d'intrusion majeure de syénite n'est pas un empêchement à la fénitisation, la dimension de la zone fénitisée n'étant pas proportionnelle à la grosseur de l'intrusion (Heinrich 1966). Par contre, Morasse (1988) a noté la présence de veinules d'albite dans les dykes de syénite près de la zone minéralisée et un échantillon (Lsc-8917, tableau 3) provenant d'un cisaillement au milieu d'un dyke de syénite est riche en Na_2O suggérant qu'une autre altération sodique aie pu exister. Ces veinules d'albite ne peuvent pour le moment être reliées à une fénitisation sodique de la carbonatite. Elles peuvent aussi bien être associées à la minéralisation.

Si la magnésioarfvedsonite n'est pas observée dans les lambeaux de l'intrusion de carbonatite il y a par contre une biotisation de ces lambeaux de syénite et de roches encaissantes qui a aussi été remarquée en bordure de l'intrusion. Ceci suggère une fénitisation potassique par la carbonatite. Ces observations concordent avec celles de Woolley (1982) qui remarque que les fénites potassiques, les plus souvent associées aux carbonatites, sont adjacentes à ces intrusions. Lorsqu'une carbonatite génère une fénitisation sodique et une potassique, cette dernière est postérieure à la première (Woolley 1982). Si la carbonatite du lac Shortt a généré ces deux types de fénites leur étude détaillée devrait montrer une superposition ou une zonation de ces fénites. Plusieurs échantillons de basalte et de gabbro (Lsc-8916, Lsc-8946, Lsc-8952 et Morasse 1988) montrent un enrichissement en potassium par rapport à d'autres basaltes et gabbros de la Formation de l'Obatogamau (HB-87-291 et HB-87-227). Dans l'état actuel des connaissances, rien ne permet d'affirmer que cet enrichissement est dû à une fénitisation potassique ou plutôt associé à l'altération potassique de la minéralisation.

CHAPITRE 6

DISCUSSION

La chronologie des évènements intrusifs, tectoniques et métasomatiques au lac Shortt peut s'établir comme suit (figure 17):

- 1) Intrusion sous forme de dyke d'un magma silicaté dont la composition initiale est inconnue. La pétrographie et la géochimie suggère une métasomaturation potassique de cette roche qui l'a amenée à une composition minéralogique de syénite. Les observations de terrain semblent relier la fénitisation sodique à la mise en place de ce magma.
- 2) Intrusion de la carbonatite qui est postérieure à la syénite comme le suggère les recouplements des dykes et les lambeaux de syénite contenus dans celle-ci. La carbonatite est syn- à tardi-tectonique car elle montre des signes de déformation et des dykes de carbonatite ont été entraînés par la mylonite. On ne peut exclure que la carbonatite ait pu générer une fénitisation sodique mais il semble qu'elle soit plutôt responsable d'une fénitisation potassique. La présence d'une telle fénitisation pourrait expliquer le métasomatisme potassique qu'a subi les syénites si on considère que les dykes de carbonatite ont tendance à suivre les dyke de syénite déjà mis en place et que la composition des lambeaux de syénite de l'intrusion de carbonatite est la même que celle des dykes de syénite. Le patron de REE élevé des syénites et les anomalies des éléments traces semblables à celles de la carbonatite suggère une fénitisation par la carbonatite.

Le métasomatisme potassique des syénites peut être expliqué aussi selon un modèle développé par Orville (1963), qui suggère la coexistence pendant la cristallisation du magma

d'une phase volatile riche en potassium, qui aurait induit un remplacement du sodium. Selon cet auteur c'est un processus assez fréquent.

La minéralisation aurifère peut être contemporaine à ces deux intrusions ou tardive.

Un modèle pétrogénétique (figure 18) peut être construit pour expliquer le complexe syénite/carbonatite du lac Shortt. La fusion partielle du manteau enrichi en CO₂ génère un magma qui par immiscibilité se sépare en un magma silicaté et un magma carbonaté. Le magma silicaté cristallise à haute température (environ 700°C) et les volatils libérés ont provoqué une fénitisation sodique. Le magma carbonaté, lui, cristallise à plus basse température (environ 300°C). Sa mise en place plus explosive forme des brèches et les volatils libérés créent une fénitisation potassique.

Le système de failles régionales dont fait partie la faille Lac Shortt est considéré comme d'âge archéen tardif (Lamothe 1981; Sharma et Lacoste 1981; Allard et Gobeil 1984) et la minéralisation aurifère du lac Shortt a été datée à 2665-2680 Ma par la méthode Pb/Pb (Thorpe et al. 1984; Morasse 1988). La carbonatite du lac Shortt serait ainsi d'âge archéen tardif, les relations de terrain la situant de façon syn- à tardi-tectonique. La datation de la carbonatite par la méthode U/Pb est en cours.

Plusieurs problèmes restent à être résolus au lac Shortt. L'étude détaillée des fénites et la détermination plus précise de l'intrusion mère peut être un outil utile pour préciser encore mieux la chronologie des évènements et il reste à déterminer la période de mise en place de la minéralisation et le lien possible avec les intrusions.

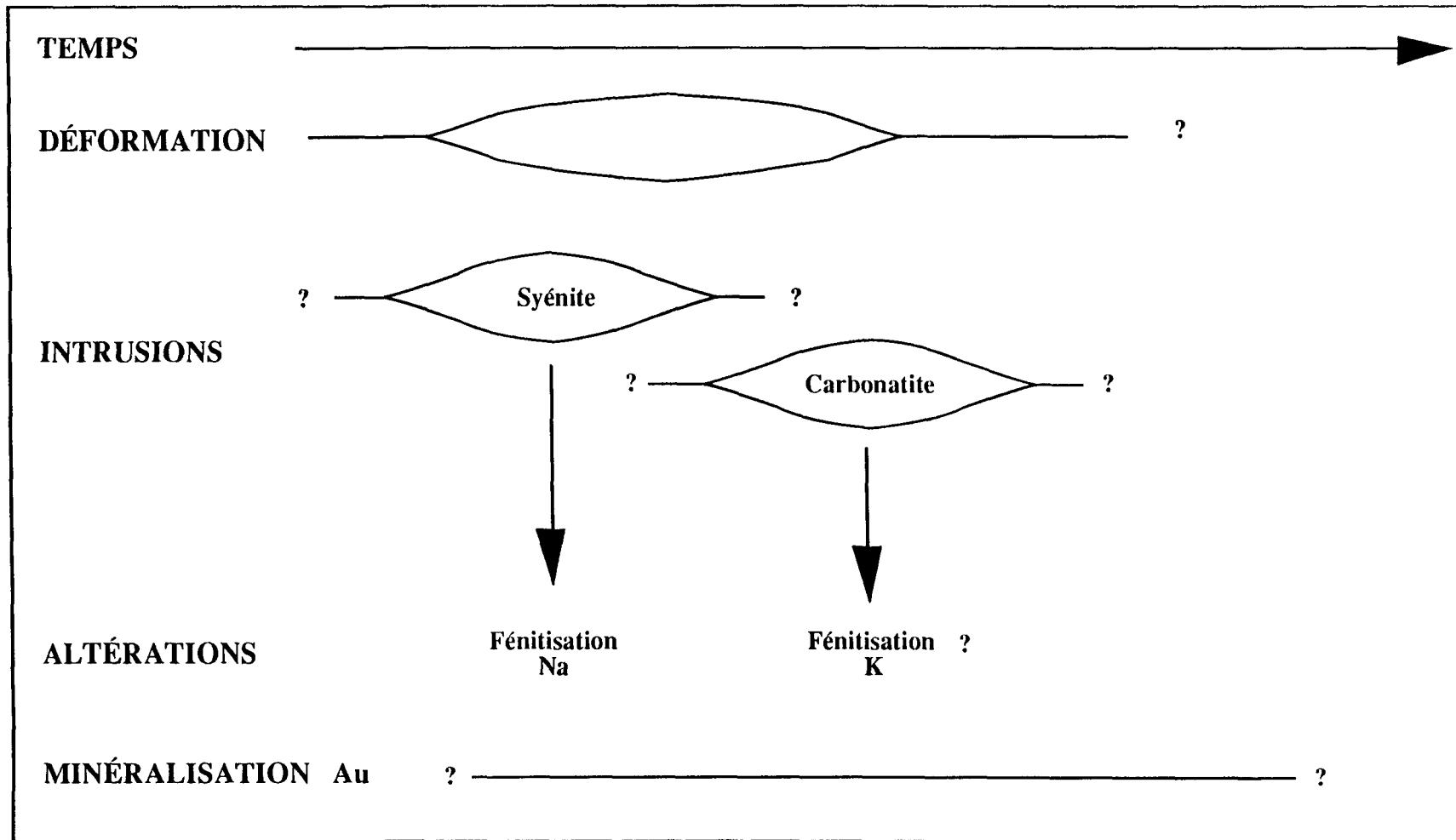


Figure 17. Résumé schématique de la chronologie des évènements au lac Shortt.

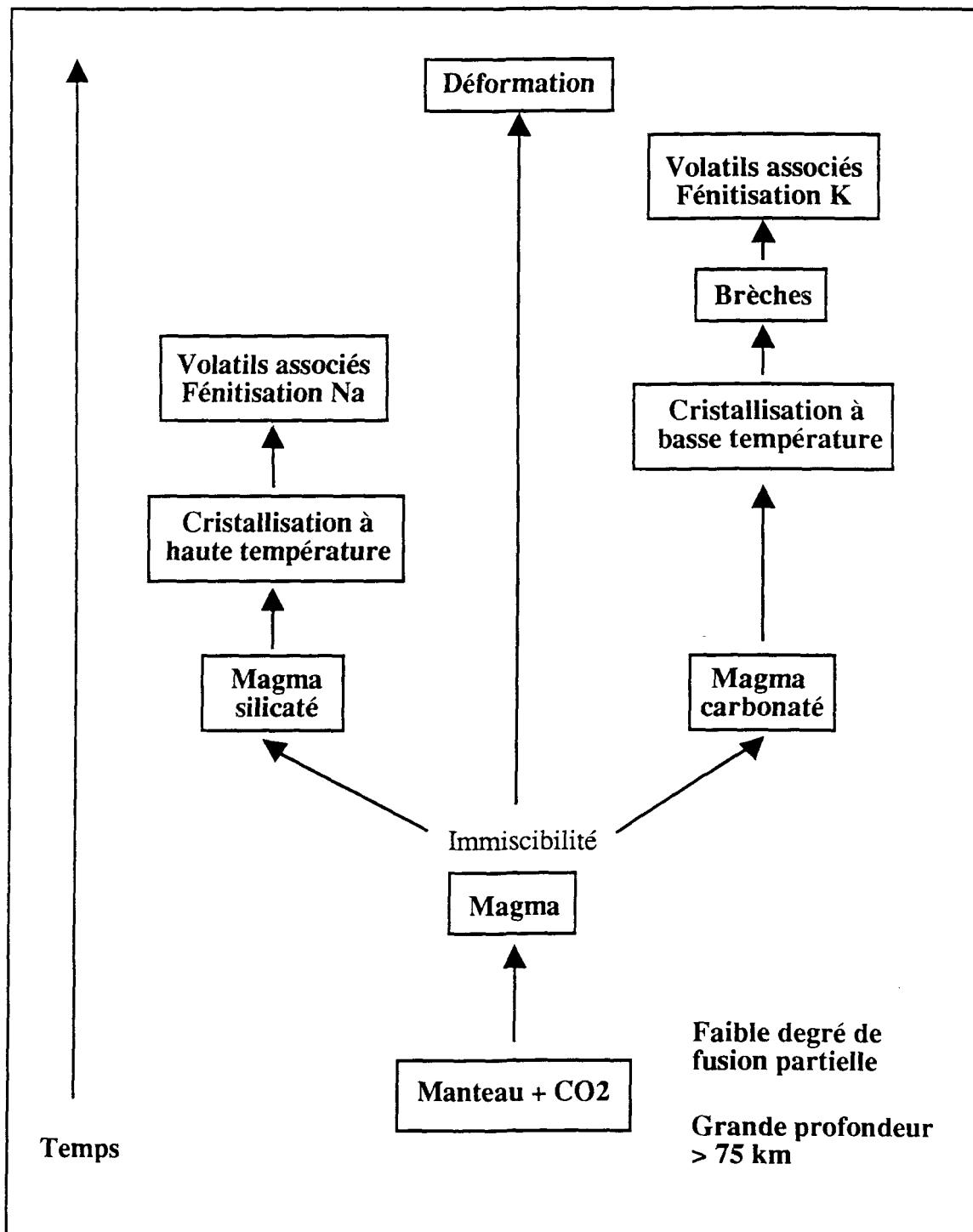


Figure 18. Shématisation de la génèse des syénites et carbonatites et des fénitisations.

CHAPITRE 7

CONCLUSION

Le complexe alcalin du lac Shortt qui comprend une syénite et une carbonatite est probablement d'âge archéen tardif. La carbonatite existe sous la forme d'une intrusion principale et de dykes. La syénite, elle, existe sous la forme de dykes et en lambeaux dans l'intrusion de carbonatite. Les recoulements de dykes et la présence de ces lambeaux de syénite indique une carbonatite postérieure à la syénite. De plus, la déformation de la carbonatite et la présence de dykes déformés dans la mylonite suggère un emplacement syn- à tardi-tectonique.

La carbonatite est une sövite composée à 90% de calcite. Les dykes et l'intrusion présentent une minéralogie semblable. La syénite est composée de microcline qui vient en remplacement d'anciens plagioclases. La géochimie de la carbonatite est caractérisée par un patron de REE nettement enrichi et qui ne peut être comparé à un marbre. Il est par contre comparable au champ de distribution des carbonatites phanérozoïques et assez semblable à celui de la carbonatite de Dolodau qui serait aussi archéenne et probablement reliée dans un contexte régional à celle du lac Shortt. Les REE montre une zonation dans l'intrusion de carbonatite. Le patron d'abondance des éléments traces est enrichi en U, Pb, Sr et Zr qui reflètent la cristallisation de minéraux tels le pyrochlore, l'ancylite, la synchisite et le zircon. La géochimie des éléments majeurs pour la syénite est anormale par rapport à une syénite moyenne. Le K₂O est très abondant alors que le Na₂O est presque disparut. Le patron de REE de la syénite est similaire à celui de la carbonatite et elle montre les mêmes enrichissement en éléments traces. Les observations de terrain suggèrent que la fénitisation

sodique remarquée au lac Shortt est possiblement associée à la séquence de syénite et la présence d'une fénitisation K associée à la carbonatite. L'enrichissement en K₂O des syénites peut résulter de la cristallisation d'un magma en présence d'une phase volatile riche en K qui a mené à la formation d'une "syénite" par auto-métasomatisation. Le magma d'origine a pu cristalliser dans un champ situé entre la monzonite et la diorite autant du côté sur-saturé ou sous-saturé en silice. Une fénitisation potassique par la carbonatite a pu induire ces mêmes changements. La séquence probable des évènements fait appel au schéma de la figure 17. Des travaux sont nécessaires pour mieux définir les types de fénite et situer la mise en place de la minéralisation dans la chronologie.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O., Caty, J.L. et Gobeil, A. 1985. The archean supracrustal rocks of the Chibougamau area, Dans Evolution of archean supracrustal sequences. Editeurs: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber, Association Géologique du Canada, Special Paper 28, pp 55-63.
- Allard, G.O. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region, Dans Chibougamau- Stratigraphy and mineralization. Editeurs: J. Guha, E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 5-19.
- Barron, K.M., Duke, N.A. et Hodder, R.W. 1989. A high level Archean alkaline-carbonatite complex, Springpole lake, N.W. Ontario, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Program with abstract, 14: p. 72.
- Bédard, L.P. 1988. Pétrographie et géochimie du stock de Dolodau: Syénite et carbonatite associée. Thèse de Maîtrise es Sciences, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada 156 p.
- Bédard, L.P., Barnes, S.J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples, Geostandards Newsletter, 14: 479-484.
- Bédard, L.P., Chown, E. Soumis. The Dolodau stock: An archean syenite with associated carbonatite dyke.
- Brisson, H.; Guha, J. 1988. Reconnaissance géologique dans le secteur de la mine du lac Shortt, Abitibi, Québec, Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, série des manuscrits bruts: MB-89-30.
- Brisson, H. et Guha, J. 1989a. Reconnaissance géologique dans le secteur de la mine Lac Shortt, Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-30, 70 p.

- Brisson, H. et Guha, J. 1990. Caractérisation de la minéralisation aurifère des secteurs oriental et occidental de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville, Région de Chibougamau, Partie 2, Rapport final soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Université du Québec à Chicoutimi.
- Chown, E.H 1990. Séminaire d'information 1990, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte non publiée.
- Chown, E.H. et Mueller, W. 1988. Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt, Proceeding of the 7 th International Symposium on Basement Tectonics.
- Cormier, M., Gauthier, A. et Muir, J.E. 1984. Geology, geochemistry and mineralization at Falconbridge's Lac Shortt gold deposit. Gaud township, Québec, Dans Chibougamau- Stratigraphy and mineralization, Editeurs: J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 34, pp 393-411.
- Dimroth, E.; Inrech, L.; Rocheleau, M.; et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt Québec, Part1: stratigraphy and paleogeographic model. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 19: 1729-1758.
- Eriksson, S.C. 1989. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism. and miscibility, Dans Carbonatites: genesis and evolution. Editeur: Keith Bell, Ottawa-Carleton Geoscience Center, Carleton University, Ottawa, pp 221-253.
- Gobeil, A. et Racicot, D. 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport MM 83-02. 14 p.
- Gold, D.P. 1966. The average and typical chemical composition of carbonatite. mineralogical Society of India, International mineralogical Association Volume, p. 83-91.

- Hamilton, D.L.; Bedson, P. et Esson, J. 1989. The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. Dans: Carbonatites, Genesis and Evolution, Editeur: Keith Bell, Ottawa-Carleton Geoscience Center, Carleton University, Ottawa, pp 405-427.
- Heinrich, E.W. 1966. The geology of carbonatites. Rand Mc Nally and Compagny, Chicago. 555 p.
- Lamothe, D. 1981. Région de la Baie Tush, Ministère de l'Energie et des Ressources, DP-849, Carte annotée.
- Lamothe, D. 1983. Etude structurale de la région de la baie Tush; district de Chibougamau, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport ET 82-01, pp 189-206.
- Larsen, L.M., Rex, D.C. et Secher, K. 1983. Carbonatite, kimberlites and lamprophyres from southern west Greenland: Recurrent alkaline magmatism during 2500 million years, *Lithos*, 16: 215-221.
- LeBas, M.J. 1984. Oceanic carbonatite. Dans Kimberlites, 1- Kimberlites and related rocks, Editeur: J. Kornprobst, Developements in petrology 11A, Elsevier, Amsterdam, pp. 169-170.
- Lemaître, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks, *Journal of Petrology*, 17, partie 4: 589-637.
- Litchblau, A. 1989. Geology of the Lac Shortt Gold Mine, Livret-guide, excursion A7, no. 7, GAC/ MAC 1989, Montréal.
- Midra, R. 1989 Géochimie des laves de la formation Obatogamau (Bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami) Québec, Canada. Thèse de maîtrise non publiée. université du Québec à Chicoutimi, 101 p.

- Möller, P.; Morteani, G. et Schley, F. 1980. Discussion of REE distribution patterns of carbonatites and alkalic rocks, *Lithos*, 13: 171-179.
- Morasse, S., Hodgson, C.J., Guha, J. et Coulombe, A. 1986. Preliminary report on the geology of the Lac Shortt gold deposit, Desmaraiville area, Québec, Canada, Dans *Proceedings of Gold'86, an International Symposium on the Geology of Gold*, Editeur: A.J. Macdonald, Toronto, 1986, pp 191-196.
- Morasse, S. 1988. Geological setting and evolution of the Lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Québec, Canada, *Thèse de Maîtrise es Sciences*, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada. 221 p.
- Muir, J.E. 1980. Mineralogical examination of a suite of samples from the Opawica gold property, Gaud Township, Québec (NTS 32 G/12), Falconbridge Metallurgical Laboratories, *Rapport confidentiel* MR 1144, 28 p.
- Muir, JE. 1982. The Lac Shortt gold deposit: A study of its petrological and geochemical characteristics, Falconbridge Metallurgical Laboratories, *Rapport confidentiel* MR 1224, 170 p.
- McDonough, W.F.; McCulloch, M.T. et Sun, S.S. 1985. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implication for the evolution of the sub-continental lithosphere, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2051-2067.
- Nelson, D.R.; Chivas, A.R.; Chapell, B.W. et McCulloch, M.T. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1-17.
- Olson, J.C., Shawe, D.R., Pray, L.C. et Sharp, W.N. 1954. Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass District San Bernardino County California, United States Geological Survey, *Professional paper* 261, 75 p.

- Orville, P.M. 1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases, American Journal of Sciences, 261: 201-237.
- Quirion, D. 1990. Géologie de la mine d'or Lac Shortt, Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, Livret guide, 8th IAGOD symposium. Commission Géologique du Canada, open file 2158.
- Picard, C. et Piboule, M. 1986. Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 1. Le groupe basal de Roy. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 23: 561-578.
- Picard, C. et Piboule, M. 1986. Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 2. Le groupe hautement potassique d'Opémiska, Journal Canadien des Sciences de la Terre, 23: 1169-1189.
- Racicot, D., Chown, E.H. et Hanel, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt: A preliminary survey, Dans Chibougamau- Stratigraphy and mineralization. Editeurs: J. Guha, E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 178-197.
- Sharma, K.N.M. et Lacoste, P. 1981. Gand (SW) et Lespérance (NW), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite avec notes marginales, DP-852.
- Sharma K.N.M. et Gobeil, A. 1987. Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte non publiée, séminaire d'information 1987.
- Shaw, D.; Dostal, J.; Keaps, R.R. 1976. Additional estimates of continental surface Precambrian shield composition in Canada, Geochimica et Cosmochimica Acta, 40: 73-83.

- Simmonen, A. 1980. The precambrian in Finland, Geological Survey of Finland Bulletin, 304, 58 p.
- Sun, S.S 1982, Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 179-192.
- Thorpe, R.I.; Guha, J.; Franklin, J.M. et Loveridge, W.D. 1984. Use of a Superior province lead isotope framework in interpreting mineralisation stages in the Chibougamau district. Dans Chibougamau- Stratigraphy and mineralization. Editeurs: J. Guha, E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 496-516.I
- Wass, S.Y.; Roger, N.W. 1980. Mantle metasomatism precursor to continental volcanism, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1811-1823.
- Wilhelmy, J.F. et Kieller, B. 1986. Évaluation du potentiel économique d'une carbonatite, Centre de Recherches Minérales, Corporation falconbridge Copper, rapport interne, Projet 86-MI-024, 44 p.
- Woolley, A.R. 1982. A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites, *Mineralogical Magazine*, 46: 13-17.
- Woolley, A.R. 1987. Alkaline rocks and carbonatite of the world, Part 1: North and South America. University of Texas Press, Austin, Texas, 216 pp.
- Woyski, M.S. 1980. Petrology of the Mountain Pass carbonatite complex: a review, Dans Geology and mineral wealth of the California desert. South Coast geological Society, Dibblee Volume. Éditeurs: D.L. Fife, A.R. Brown, 555 p.

ANNEXE 1

Tableau 1 Analyses des éléments majeurs, terres rares et éléments traces pour les carbonatites

	Lsc-20 dyke	Lsc-27 dyke	Lsc-104 dyke	Lsc-107 dyke	Lsc-108 dyke	Lsc-110 dyke	Lsc-130 dyke	Lsc-8932 intrusion	Lsc-8933 intrusion	Lsc-8934 intrusion	Lsc-8935 intrusion	Lsc-8937 intrusion	Lsc-8939 intrusion	Lsc-8940 intrusion	Lsc-8942 intrusion	Lsc-8943 intrusion	Lsc-8944 intrusion	carbonatite moyenne	Lokupoi 6336	Jacupiranga 5963
SiO ₂	2.42	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.57	0.00	2.04	0.00	1.22	0.00	0.00	5.67	0.82	0.40	
Al ₂ O ₃	0.26	1.26	0.00	0.00	0.03	0.00	0.25	0.43	0.27	0.13	0.41	0.00	0.36	0.00	0.51	0.00	0.00	1.77	0.19	0.05
TiO ₂	0.13	0.20	0.02	0.01	0.07	0.00	0.10	0.10	0.04	0.10	0.14	0.00	0.13	0.03	0.16	0.02	0.05	0.30	0.08	0.01
Fe ₂ O ₃ *	6.70	4.57	1.38	1.13	1.97	0.99	2.55	3.66	0.53	2.19	2.57	1.37	3.04	0.97	4.00	3.29	1.92	7.20	1.99	0.98
MgO	1.16	1.18	0.28	0.26	0.31	0.13	0.64	0.97	0.32	0.64	1.04	0.11	1.09	0.25	1.16	0.30	0.42	6.10	1.30	4.39
CaO	43.70	40.76	49.32	50.27	49.32	51.44	45.79	44.95	50.41	48.61	46.68	50.08	45.77	50.81	44.96	45.24	49.48	37.06	55.4	50.64
Na ₂ O	0.31	0.16	0.12	0.09	0.14	0.10	0.14	0.09	0.12	0.22	0.23	0.18	0.38	0.12	0.20	0.09	0.22	1.09	0.10	0.21
K ₂ O	0.36	1.50	0.10	0.06	0.31	0.02	0.53	0.77	0.53	0.38	0.65	0.17	0.63	0.15	0.81	0.04	0.27	0.87	0.13	0.01
MnO	0.32	0.60	0.19	0.27	0.21	0.20	1.31	0.75	0.59	0.31	0.47	0.39	0.39	0.44	0.42	1.13	0.39	0.78	0.46	0.11
P ₂ O ₅	2.44	1.28	1.66	0.96	1.90	0.25	0.34	0.87	0.20	1.86	1.74	0.12	1.97	0.39	2.54	0.19	0.71		0.21	0.17
SrO	2.47	2.86	3.07	2.68	2.27	2.60	3.07	2.29	2.15	2.72	2.66	3.28	2.90	2.86	2.77	3.30	2.53	0.74	0.15	0.69
S	0.77	1.43	0.85	0.52	0.88	1.49	1.26	1.72	0.30	0.36	0.45	0.53	0.41	0.25	0.72	2.56	0.49	0.36	0.06	0.41
BaO	0.09	0.12	0.24	0.21	0.16	0.94	0.12	0.22	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.09	0.06	0.49	0.06	0.31	0.27	0.08
CO ₂	33.53	35.32	38.82	40.26	38.33	41.26	38.61	37.39	42.87	38.37	37.59	40.84	36.16	41.58	35.55	37.64	39.78		43.90	41.90
Total	94.66	95.24	96.05	96.72	95.90	99.42	94.71	94.69	98.40	95.97	95.26	93.13	95.34	97.94	95.08	94.29	96.32	62.25	105.06	100.05
La	1777	976	854.5	759.7	762.5	1035	859.5	763.9	879	905.1	872	692.0	731.3	614.0	792.8	1155	603.3	960.00	1890	90
Ce	3652	1992	1452	1311	1345	1750	1839	1543	1394	1814	1735	1360	1473	1245	1667	2139	1236	1309.00	3370	188
Nd	1814	1092	689	598	670	679	1124	863	851	1074	945	801	871	734	1055	1127	758	459.00	1260	86
Sm	172.6	133.6	63.85	65.22	60.67	45.33	129.75	109.09	87.46	121.89	105.11	82.72	88.9	80.88	115.36	141.1	84.37	71.50	205	16.7
Eu	40.1	35.4	17.3	17.0	16.9	10.8	37.3	29.9	25.2	31.1	29.7	23.8	23.85	22.2	31.9	43.75	22.4	17.00	49	4.7
Tb	7.1	8.8	3.5	3.9	3.0	1.4	10.6	7.7	7.6	7.7	6.1	5.9	5.4	8.0	12.1	5.4		13.6	1.33	
Yb	5	9.1	3.5	3.9	3.6	1.9	12.5	9.7	11.5	6.8	7.7	7.8	6.3	6.7	7.9	13.4	6.8	6.50	13.0	2.16
Lu	0.58	1.32	0.48	0.58	0.47	0.15	1.99	1.46	1.63	1.06	1.16	1.28	0.94	0.99	1.17	2.00	1.0		1.63	0.27
Am	<0.01	0.80	0.02	0.02	0.17	0.16	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	-	0.05
Ba	706	1086	2204	1804	1472	838	1028	1985	603	702	579	580	610	793	578	4399	552	2800	2450	720
Co	7.7	7.0	3.9	3.6	<2	<1	10.8	13	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	7.3	<2	6	27	
Cr	68	48	23	27	19	26	35	32	28	35	34	22	28	20	31	59	21	18	-	-
Cs	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	-	-	
Os	33	27	33	28	53	29	44	41	23	25	24	33	30	24	30	41	28	<1	7	
Hf	<0.5	1.7	<0.5	<0.2	1.5	<0.5	<0.5	<1	<0.5	1.9	1.2	<0.5	3.8	<0.5	3.5	<1	1.2	-	0.26	
Nb	7	7	3	5	6	<1	10	29	7	6	11	2	6	3	7	6	4	1030	1.5	
Ni	9	21	13	7	69	6	18	24	22	11	15	14	13	9	12	18	13	10	2	
Pb	32	38	27	22	52	30	356	116	73	32	49	64	73	148	47	283	175	41	4	
Rb	5	11	<1	<1	1	<1	4	20	1	7	19	<1	26	<1	28	1	4	52	3	<0.5
Sr	20933	24270	26057	22729	19279	22056	26026	19383	18263	23086	23752	27827	24613	24239	23454	27996	25251	6300	1250	5880
Ta	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	13.00	-	0.17
Th	27.88	14.2	4.5	2.3	10.1	3.9	6.7	18.1	7.5	19.1	13.4	4.4	14.6	5.5	16.0	17.0	6.6	126	0.25	
U	16.90	1.8	<0.2	2.7	3.2	<1	3.7	24.2	1	1.1	<1	<0.5	1.1	<0.5	1.3	3.8	0.5	-	-	
Y	133	176	77	88	77	30	216	176	176	148	151	143	117	125	153	243	122	143	32	
Zn	97	47	28	20	28	13	197	95	20	56	88	19	204	286	142	158	296	270	20	2
Zr	18	76	11	11	102	4	<1	43	<3	140	9	<3	161	6	371	<3	37	320	<1	5

Tout le Fe est calculé comme Fe₂O₃. (-) non détecté, Carbonatite moyenne de Gold (1966), Lokupoi 6336 et Jacupiranga 5963 de Nelson et al. (1988).

Tableau 2. Analyses des éléments majeurs et traces des lambeaux de syénite de l'intrusion de carbonatite et des dykes de syénite.

No	Lsc-8936 lambeau	Lsc-8938 lambeau	Lsc-8941 lambeau	Lsc-8918 dyke	Lsc-8919 dyke	Lsc-8948 dyke	Lsc-8949 dyke	Lsc-8950 dyke	Lsc-8951 dyke	#LS8537 dyke	#LS85111 dyke	#LS8621 dyke	Syn. moy. Lemaître 1976
SiO ₂	54.97	54.10	54.83	56.63	54.62	56.08	50.05	50.49	43.37	56.90	55.20	53.20	58.59
Al ₂ O ₃	16.44	19.95	15.24	15.78	15.18	15.81	13.62	14.68	12.08	16.60	19.40	15.60	16.64
TiO ₂	0.14	0.19	0.23	0.11	0.08	0.13	0.11	0.14	0.09	0.22	0.22	0.07	0.84
Fe ₂ O ₃	3.20	1.95	2.60	5.36	3.96	3.05	7.74	2.69	9.00	1.89	3.06	1.82	6.17
MgO	0.58	0.72	0.09	0.10	0.00	0.64	0.51	0.83	0.34	0.55	0.38	0.50	1.87
CaO	4.41	3.95	5.17	2.79	5.26	3.38	4.55	7.20	8.44	3.65	2.44	6.51	3.53
Na ₂ O	1.46	0.87	1.29	0.96	0.41	0.35	0.86	0.09	1.27	0.85	0.40	0.28	5.24
K ₂ O	11.83	12.55	12.09	13.05	13.31	14.13	11.54	12.68	9.02	14.10	14.60	14.20	4.95
MnO	0.08	0.10	0.16	0.08	0.13	0.15	0.10	0.17	0.10	0.15	0.07	0.14	0.13
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.02	0.23	0.08	0.12	0.25	0.21	0.50	0.12	0.08	0.18	0.29
SrO	0.27	0.28	0.35	0.11	0.20	0.37	0.93	1.05	0.34	0.20	0.08	0.27	
BaO	0.45	0.37	0.26	0.26	0.33	0.37	0.60	0.83	1.44	0.39	0.31	0.34	
S	1.12	0.25	1.48	2.08	0.55	0.99	3.97	1.06	5.30				0.28
CO ₂	4.66	3.80	5.10	2.62	5.07	4.72	5.75	7.55	7.44				
LOI	0.00	0.43	0.00	0.71	0.00	0.00	0.29	0.00	0.21	3.85	2.77	5.77	
Total	99.67	99.67	98.91	100.87	99.18	100.29	100.87	99.67	98.94	99.47	99.01	98.88	98.52
La	135.1	80.3	61.7	165.5	124.9	99.3	314.4	307.3	342				
Ce	248.3	161.7	185	346	279	356	691	608	962				
Nd	165.	129	180	178	203	245	333	370	487				
Sm	14.93	10.1	24.03	18.7	18.8	28.30	38.04	29.80	42.09				
Eu	3.9	3.01	7.3	5.2	4.7	5.5	8.5	7.9	15.1				
Tb	1.06	0.67	2.20	0.97	1.00	1.2	1.6	1.3	3.4				
Yb	1.79	1.53	6.12	1.20	2.13	2.06	1.48	2.9	3.4				
Lu	0.32	0.26	1.27	0.29	0.49	0.83	0.60	0.5	0.93				
Au	<0.05	<0.05	<0.05	1.72	0.01	3.92	3.25	0.35	5.65				
Ba	4087	3382	2284	2280	2953	3260	5364	7407	12858	3520	2790	3040	
Co	4.8	<1	3.4	3.8	<1	8.6	45.2	<1	54.6				
Cr	<1	<3	12	<3	9	18	28	17	29				
Cs	1.8	3.1	1.1	1.9	2.0	2.2	1.5	1.9	1.5				
Cu	11	13	16	33	25	258	209	32	126				
Hf	33.3	22.5	82.72	49.69	70.0	28.9	4.2	14.3	12.2				
Nb	11	13	166	47	59	197	199	66	387	30	10	50	
Ni	5	7	8	18	13	21	67	11	69				
Pb	11	12	207	263	177	95	63	123	49				
Rb	170	157	211	193	207	146	128	144	103	60	170	130	
Sr	2324	2428	2982	915	1662	3102	7867	8857	2854	1730	670	2290	
Ta	1.0	<1	4.2	1.5	1.6	4.5	2.7	1.2	8.6				
Th	21.2	7.19	99.8	43.3	25.2	19.1	17.0	25.6	23.7				
U	4.7	5.85	78.3	20.7	33.6	143.7	137.7	25.1	187.3				
Y	28	22	80	23	32	30	31	40	67	30	40	40	
Zn	98	115	246	23	48	71	41	91	28				
Zr	2096	1262	6760	2842	4528	1643	302	807	856	820	2760	790	

* Tout le Fe est calculé comme Fe₂O₃ (#) de Morasse (1988)

Tableau 3. Analyses des éléments majeurs et traces des roches encaissantes et des altérations.

Echa Type	LSC-8916 gabbro	LSC-8946 basalte	LSC-8952 basalte	LSC-103 tuf	LSC-113 alt. Hm+	LSC-122 alt. Hm+	LSC-8947 alt. Hm+	LSC-8907 alt. Bo+	LSC-8917 cis. syénite	LSC-8911 lamproph.	HB-87-227 gabbro	HB-87-291 basalte
SiO ₂	57.62	50.26	56.06	55.78	44.84	43.96	54.22	37.65	59.43	28.43	52.8	51.5
Al ₂ O ₃	16.83	13.30	14.28	13.92	11.98	12.16	14.92	10.56	17.94	2.14	12.5	12.4
TiO ₂	0.48	0.63	0.49	0.56	0.44	0.86	0.33	0.71	0.15	2.73	2.06	2.13
Fe ₂ O ₃ *	4.50	6.57	5.08	5.46	5.14	6.37	4.10	8.85	3.28	14.06	16.30	16.00
MgO	0.06	5.55	2.71	3.61	3.21	4.19	1.94	8.73	0.11	17.69	3.67	5.48
CaO	5.71	4.50	5.26	5.36	9.12	8.80	4.54	11.09	2.76	13.04	6.62	7.05
Na ₂ O	5.59	6.86	8.61	7.72	3.96	4.56	4.05	1.54	8.43	0.20	2.72	2.12
K ₂ O	3.88	2.70	1.37	2.24	5.53	4.58	7.78	7.32	2.74	2.19	0.31	0.17
MnO	0.10	0.21	0.12	0.10	0.27	0.22	0.16	0.24	0.08	0.24	0.27	0.23
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.20	0.17	0.21	0.21	0.23	1.10	0.03	1.53	0.25	0.25
S	0.27	0.21	0.51	0.23	0.93	0.74	0.45	1.74	0.65	0.22		
CO ₂	4.21	9.38	4.71	4.37	13.96	14.57	7.87	0.10	2.62	11.35		
LOI	0.00	0.26	0.15	0.56	0.00	0.00	0.00	9.62	0.75	5.07	2.85	3.03
Total	99.40	100.68	99.55	100.08	99.59	101.22	100.59	99.25	98.97	98.89	100.35	100.36
La	88.9	118.9	135.2	43.7	191.9	85.4	132.1	248.0	60.4	173.9	11	25
Ce	190.1	245.9	251.1	90.8	387	158.5	273.5	520	283	314	20	17
Nd	92	144	129	45	208	92	146	326	101	202		
Sm	10.38	17.31	14.57	5.94	22.59	10.56	17.03	40.33	21.63	21.14	5	<2
Eu	2.62	5.0	3.9	1.86	6.3	3.0	4.3	11.5	4.5	7.5		
Tb	0.78	1.06	1.21	0.50	1.52	0.82	1.26	2.83	1.1	2.0		
Yb	1.45	1.38	1.73	1.09	2.04	1.55	1.62	3.1	2.3	1.90		
Lu	0.23	0.30	0.30	0.18	0.31	0.23	0.34	0.48	0.63	0.27		
Au	<0.05	0.61	1.05	<0.05	<0.05	0.12	0.10	<0.05	0.07	<0.05		
Ba	493	563	826	569	3170	266	1290	2055	440	1305		
Co	9.9	22.1	18.1	17.2	13.9	24.1	10.9	31.6	1.3	81.5		
Cr	84	195	96	133	90	194	79	248	8	912		
Cs	<1	6.4	3.9	2.8	<1	<1	1.4	12.5	<1	6.1		
Cu	13	30	32	20	36	39	250	31	37	60		
Hf	2.1	2.4	3.0	2.5	1.8	<0.5	2.8	<0.5	115.9	6.4		
Nb	11	19	21	7	17	12	56	10	49	213		
Ni	26	130	72	89	58	103	55	202	18	947		
Pb	22	55	23	25	61	88	73	32	146	43		
Rb	47	102	43	57	71	60	74	155	53	97		
Sr	931	1264	1042	1292	8333	955	2248	1654	866	1253		
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	2.2	9.7		
Th	4.32	73.7	28.5	3.18	15.1	7.34	6.9	23.6	265.5	21.7		
U	6.6	6.9	3.8	1.3	6.6	5.3	20.4	5.4	68.2	5.7		
Y	22	34	35	19	36	26	29	62	40	46		
Zn	33	249	109	114	118	117	170	205	32	89		
Zr	97	120	129	109	87	128	148	396	9971	357		

* Tout le Fe est calculé comme Fe₂O₃, HB: de Brisson et Guha (1990).

ANNEXE 2
LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS GÉOCHIMIQUES

NUMÉRO	LOCALISATION	DESCRIPTION		
		Niveau	Coordonnée	Nom galerie
LSC-20	N500 4796N-5171E	SUD EXPLO		Dyke de carbonatite grise
LSC-27	LSU-2655, 1,90m			Dyke de carbonatite
LSC-103	N500 4807N-5171E	SUD EXPLO		Tuf à lapillis-blocs
LSC-104	N500 4807N-5171E	SUD EXPLO		Dyke de carbonatite
LSC-107	N500 4809N-5171E	SUD EXPLO		Dyke de carbonatite
LSC-108	N500 4811N-5171E	SUD EXPLO		Dyke de carbonatite
LSC-110	N500 4813N-5171E	SUD EXPLO		Dyke de carbonatite
LSC-113	N500 4816N-5171E	SUD EXPLO		Zone d'altération, Hm+, Cb+
LSC-122	N500 4824N-5171E	SUD EXPLO		Zone d'altération, Hm+, Cb+
LSC-130	N250 5902N-5467E	SOUS NIV		Dyke de carbonatite
LSC-8907	N500 4913N-5166E	SUD EXPLO		Zone d'altération à biotite
LSC-8911	N250 5063N-5105E	OUEST EXPLO		Dyke de lamprophyre
LSC-8916	N500 4704N-5182E	SUD EXPLO		Gabbro Hm+
LSC-8917	N500 4706N-5182E	SUD EXPLO		Dyke de syénite, cisaillement
LSC-8918	N500 4708N-5181E	SUD EXPLO		Dyke de syénite
LSC-8919	N500 4710N-5181E	SUD EXPLO		Dyke de syénite
LSC-8932	LSU-3142, 308m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8933	LSU-3142, 320m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8934	LSU-3142, 441m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8935	LSU-3142, 455m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8936	LSU-3142, 493m			Syénite de l'intrusion
LSC-8937	LSU-3142, 498m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8938	LSU-3142, 505m			Syénite de l'intrusion
LSC-8939	LSU-3142, 554m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8940	LSU-3142, 574m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8941	LSU-3142, 583m			Syénite de l'intrusion
LSC-8942	LSU-3142, 637m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8943	LSU-3142, 663m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8944	LSU-3142, 482m			Carbonatite de l'intrusion
LSC-8946	LSU-2452, 5m			Basalte
LSC-8947	LSU-2452, 15m			Zone d'altération Hm+, Cb+
LSC-8948	LSU-2452, 16,20m			Dyke de syénite
LSC-8949	LSU-2452, 24m			Dyke de syénite
LSC-8950	LSU-2452, 32m			Dyke de syénite
LSC-8951	LSU-2452, 37m			Dyke de syénite
LSC-8952	LSU-2452, 44,6m			Basalte

LSU: profondeur de l'échantillonnage pour les forages sous terre.

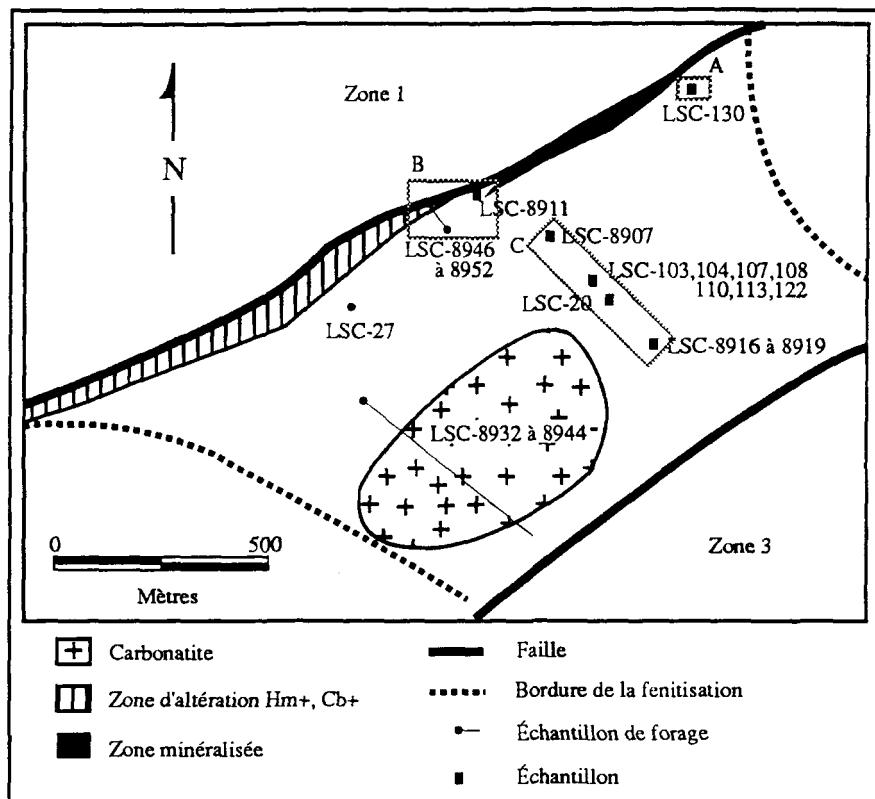
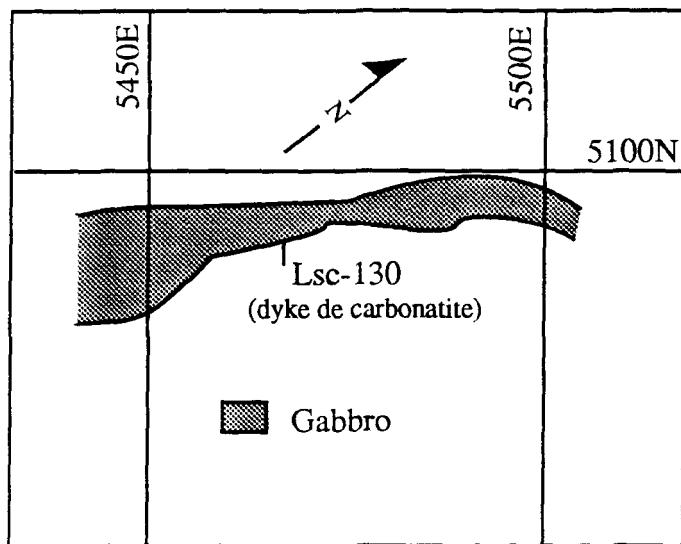


Figure 19. Localisation schématique et détaillée des échantillons géochimiques.

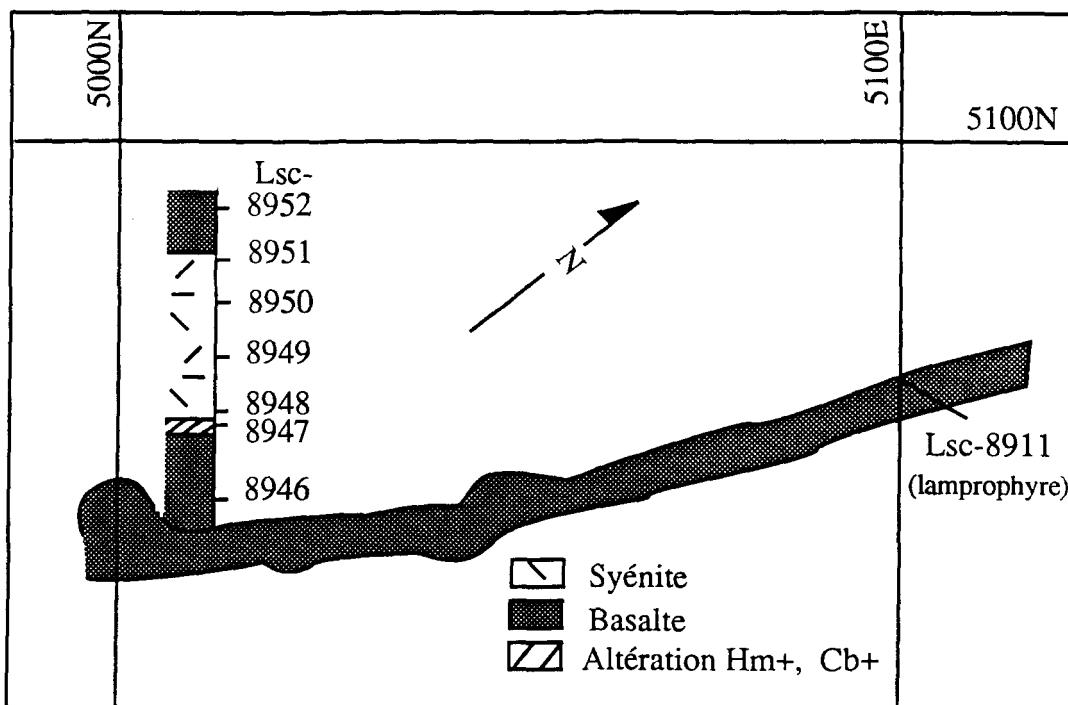
A

Niveau 250 Galerie sous-niveau



B

Niveau 250 Galerie d'exploration ouest



C Niveau 500 Galerie d'exploration sud

