

MB 92-06

GÉOLOGIE DU SECTEUR DE LA FAILLE DE PORCUPINE-DESTOR DANS LES CANTONS DE DESTOR ET DUPARQUET

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

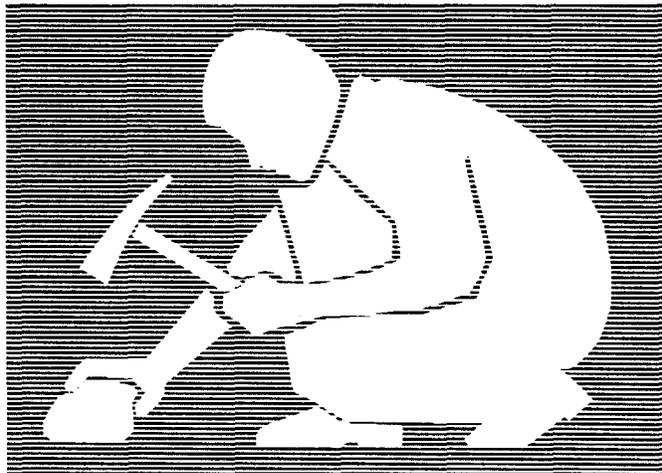


Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet

Jean Goutier

Sylvain Lacroix



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

MB 92-06

1992

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
Objectifs du projet.....	1
Localisation et accès.....	1
Méthode de travail.....	1
Travaux antérieurs.....	2
Contexte géologique régional	4
Remerciements.....	7
 STRATIGRAPHIE	 8
Groupe de Kinojévis.....	8
Formation du ruisseau Deguisier	8
Complexe de Lanaudière	10
Groupe de Kewagama	12
Groupe de Blake River	13
Roches intrusives.....	14
Intrusions du complexe de Lanaudière.....	14
Intrusions syénitiques.....	15
Formation de Duparquet.....	16
Lamprophyres	17
 GÉOCHIMIE DES VOLCANITES.....	 17
Introduction	17
Méthodologie lithogéochimique	18
Résultats géochimiques.....	18
Diagrammes usuels des éléments majeurs.....	20
Discussion.....	27
 MÉTAMORPHISME.....	 30
 GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	 31
Aperçu de la déformation.....	31
Déformation dans la Formation du ruisseau de Deguisier (domaine I).....	32
Déformation dans le complexe de Lanaudière (domaine II)	32

Déformation dans la Formation de Duparquet (domaine III).....	34
Déformation dans le Groupe de Kewagama.....	37
Déformation dans le Groupe de Blake River (domaine IV)	39
Failles.....	39
Discussion.....	42
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	44
Introduction et historique.....	44
Échantillonnage de l'été 1990.....	45
Distribution régionale de la minéralisation.....	48
CONCLUSION	50
RÉFÉRENCES	54
ANNEXE: Répertoire des indices minéralisés de la figure 15.....	58

Liste des figures

Figure 1: Localisation et accès.....	2
Figure 2: Carte préliminaire de la région de Duparquet, échelle 1:20 000.....	hors texte
Figure 3: Géologie régionale.....	5
Figure 4: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques de la Formation de Deguisier: a) alcalis vs SiO ₂ (Cox <i>et al.</i> , 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO*/MgO vs SiO ₂ (Miyashiro, 1974).....	23
Figure 5: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du complexe de Lanaudière (unité 1): a) alcalis vs SiO ₂ (Cox <i>et al.</i> , 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO*/MgO vs SiO ₂ (Miyashiro, 1974).....	24
Figure 6: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du complexe de Lanaudière (unité 2): a) alcalis vs SiO ₂ (Cox <i>et al.</i> , 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO*/MgO vs SiO ₂ (Miyashiro, 1974).....	25

Figure 7: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du Groupe de Blake River: a) alcalis vs SiO ₂ (Cox <i>et al.</i> , 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO*/MgO vs SiO ₂ (Miyashiro, 1974).....	26
Figure 8: Diagrammes binaires (type Harker) des éléments majeurs des volcanites de la Formation du ruisseau Deguisier et du complexe de Lanaudière (unité 1): a) CaO vs SiO ₂ , b) MgO vs SiO ₂ , c) Fe ₂ O _{3t} vs SiO ₂ , d) TiO ₂ vs SiO ₂	28
Figure 9: Diagrammes binaires de quelques éléments traces des volcanites de la Formation du ruisseau Deguisier et du complexe de Lanaudière (unité 1): a) La vs Zr, b) Ce vs Zr, c) Y vs Zr, d) Zr/Y vs Zr.....	29
Figure 10: Localisation des domaines structuraux.	32
Figure 11: Stéréogrammes des pôles de litage des domaines I, II et IV.....	33
Figure 12: Stéréogrammes des pôles de litage et de la linéation d'intersection L ₁ ⁰ du domaine III.....	35
Figure 13: Stéréogrammes des pôles de la schistosité des domaines I à IV.....	36
Figure 14: Stéréogrammes de la linéation d'étirement des domaines I à IV et de la zone de faille de Porcupine-Destor.....	38
Figure 15: Carte des indices aurifères supérieurs à 1 g/t, échelle 1:20 000.....	hors texte
Liste des tableaux	
Tableau I: Stratigraphie de la région	9
Tableau II: Éléments majeurs et norme CIPW des principales volcanites peu altérées du secteur (% poids).....	19
Tableau III: Éléments traces des principales volcanites peu altérées du secteur (ppm)....	21
Tableau IV: Analyses chimiques des éléments, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, U et W des échantillons anomaux en Au ou en Ag.....	46

INTRODUCTION

Objectifs du projet

L'objectif principal de ce projet, d'une durée de quatre ans, est de réévaluer la stratigraphie et la structure des unités bordant la zone de faille de Porcupine-Destor au nord de Rouyn-Noranda. Nous essayerons de déterminer la nature et le style de la faille de Porcupine-Destor et de documenter la nature des divers types d'intrusion et leur relation avec les roches encaissantes et les zones de failles adjacentes. Cet ensemble de données permettra dans la mesure du possible de relier la distribution des zones minéralisées avec la stratigraphie et la structure régionale.

En 1990, le projet était dans sa deuxième phase et il faisait suite aux travaux de reconnaissance régionale et de cartographie détaillée à l'échelle de 1: 5000 de l'été 1989 (Lacroix & Landry, 1991). Nous avons procédé durant l'été 1991 à un levé à l'échelle de 1:15 000 et à une cartographie détaillée d'aires d'affleurements décapés.

Localisation et accès

Le secteur étudié, d'une superficie de 110 km², est situé dans la région immédiate du village de Duparquet, à 40 km au nord de la ville de Rouyn-Noranda (figure 1). Le secteur couvre en partie les cantons de Destor et Duparquet, dans la partie nord du feuillet SNRC 32 D/06 et dans la partie sud du feuillet SNRC 32 D/11. Les principales voie d'accès sont la route 101, reliant Rouyn-Noranda à Macamic et la route 393 reliant le village de Duparquet à la route 101. De nombreux chemins forestiers et d'exploration minière, ainsi que la ligne électrique de haute tension du poste de Reneault, permettent plusieurs points d'accès au secteur boisé.

Méthode de travail

Les travaux sur le terrain ont consisté en des cheminements de 2 à 5 km de long, espacés de 200 à 600 m, en utilisant des photos aériennes (1:15 000) durant les trois mois de l'été. Le rivage et les îles du lac Duparquet ont été levés de façon systématique. Le secteur avoisinant le lac Lanaudière a été l'objet d'un levé plus serré puisqu'il correspond à un secteur d'une plus grande complexité structurale. Les affleurements représentés sur la carte correspondent aux affleurements visités et non à l'ensemble des affleurements présents. En particulier dans le secteur au nord de la route 393 les trous dans la carte représentent des secteurs négligés par le manque de temps plutôt

qu'une absence d'affleurement. Les données prélevées sur le terrain ont été transférées sur une carte topographique agrandie à la même échelle que les photos aériennes. L'interprétation préliminaire est présentée ici sur une carte réduite à l'échelle de 1: 20 000 (figure 2, hors texte).

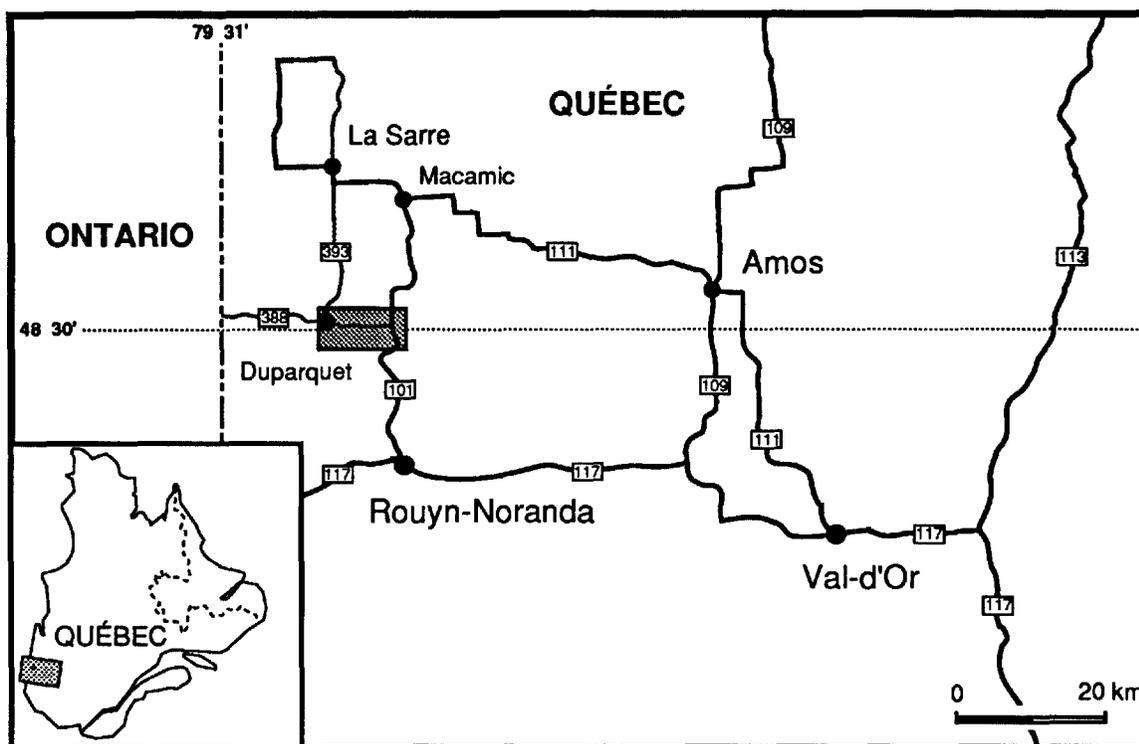


Figure 1: Localisation et accès.

Un échantillonnage systématique de toutes les lithologies observées dans les secteurs et plusieurs analyses (lames minces, éléments majeurs et traces, métaux usuels et précieux) ont été effectués au cours de la période hivernale. Une coloration au cobaltinitrate de potassium a été effectuée sur plusieurs échantillons d'intrusions felsiques pour faire ressortir la présence de feldspath potassique. Les classifications lithologiques et pétrographiques présentées dans ce rapport sont conformes au guide de la légende générale de la carte géologique du MER (Sharma *et al.*, 1989).

Travaux antérieurs

Les premières reconnaissances géologiques régionales, réalisées par des membres de la Commission géologique du Canada, remontent à la fin du 19^e siècle et au début du 20^e siècle. La

première cartographie systématique des cantons de Duparquet et Destor, à l'échelle d'un mille au pouce, a été réalisée par Buffam (1927). Le conglomérat de ce secteur, antérieurement associé à la série de Cobalt, était alors assigné à une nouvelle série: le *Timiskaming*. Buffam (1927) avait distingué divers types d'intrusions mafiques et felsiques et il considérait que les intrusions mafiques étaient plus jeunes que le conglomérat, mais plus vieux que le granite. Il avait aussi reconnu une discordance entre les sédiments et les volcanites, un synclinal appelé plus tard le synclinal du lac Lépine par Graham (1954) et plusieurs cisaillements.

Dans les années 30, durant la même période que la mise en opération de la mine Beattie, plusieurs travaux de cartographie ont couvert la région. Bannerman (1940) est le premier à reconnaître une relation directe entre les zones de carbonatation et de silicification et les zones de cisaillement dans ce secteur et à nommer les conglomérats de la région: les *Sédiments de Duparquet*. La pétrographie des intrusions syénitiques, la géologie des mines Beattie et Donchester et la minéralisation aurifère furent étudiées en détail par O'Neill (1933, 1934a, 1934b), par Banfield (1940) et par Davidson & Banfield (1944).

Graham (1954) a réalisé l'une des cartographies les plus détaillées des cantons d'Hébécourt, Duparquet et Destor (cartes 1: 12 000) et présente un résumé sommaire des différents travaux d'exploration et d'exploitation de la région. Le tracé de failles subsidiaires de part et d'autre de la faille de Porcupine-Destor est l'une des contributions importantes de Graham. Plutôt que d'utiliser la nomenclature définie par Gunning (1937), Gunning & Ambrose (1940) et Ambrose (1941), il a préféré utiliser une nomenclature informelle. Il a subdivisé le Kinojévis en deux formations et reconnaît le prolongement des sédiments du Kewagama vers l'est qu'il désigne par *Sédiments de Cléricy*. Il a subdivisé le Blake River en deux autres formations dont l'une est une unité variolitique et il utilise aussi le nom de *Formation de Duparquet* pour les conglomérats de la région. Selon Graham (1954), une première phase de plissement sépare la mise en place des volcanites anciennes (Kinojévis) des sédiments de Cléricy et les volcanites plus jeunes (Blake River) reposent en concordance sur les sédiments de Cléricy. Il considère que les intrusions mafiques et ultramafiques sont antérieures aux conglomérats de Duparquet qui reposent en discordance sur les unités précédentes, mais que les intrusions porphyriques et de lamprophyres, reliées aux zones de failles, seraient plus jeunes que la Formation de Duparquet.

Par la suite, des études spécifiques ont été réalisées à partir des années 1970. Les travaux de Boivin (1974) ont consisté à préciser la pétrographie, la stratigraphie, la structure et le métamorphisme des unités présentes dans les cantons d'Hébécourt, Duparquet et Destor. Boivin

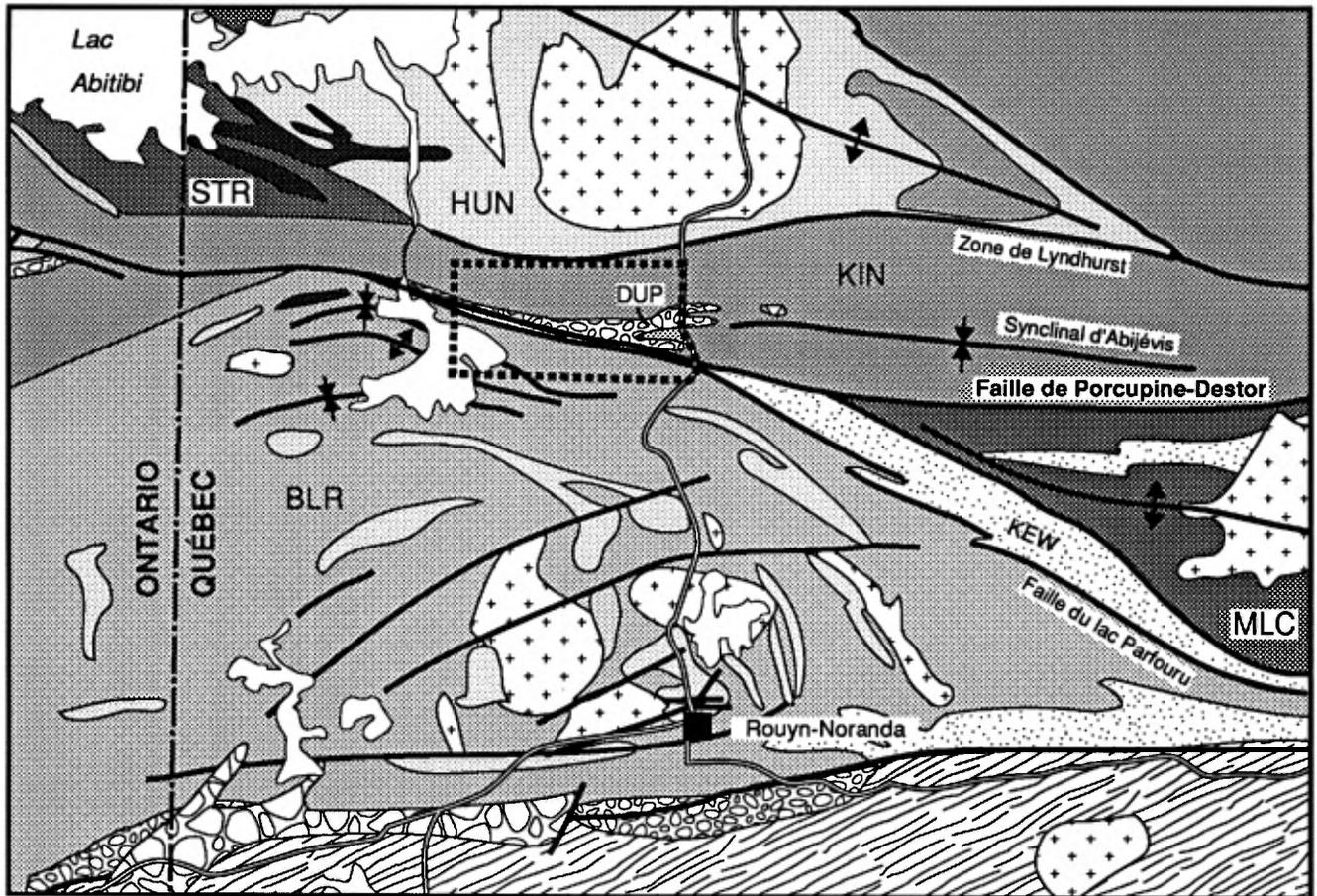
(1974) est le premier à avoir reconnu des komatiites dans le secteur du lac Lanaudière et à présenter une analyse structurale de la région. Il sépare le Groupe de Kinojévis en trois formations, de la plus ancienne à la plus jeune: les rhyolites de la mine Hunter, les basaltes tholéitiques du ruisseau Deguisier et l'ensemble de basaltes mafiques et ultramafiques, de pyroxénite, de gabbro et de porphyres du lac Lanaudière. Selon Boivin (1974), la faille de Porcupine-Destor serait une faille inverse, doublée d'un décrochement dextre, qui a jouée sur de longues périodes. Il considère comme Graham (1954) que les intrusions porphyriques sont reliées à cette zone de faiblesse. Les travaux de Rocheleau (1980) dans le secteur étudié ont été concentrés sur la stratigraphie et la sédimentologie des conglomérats de Duparquet qu'il interprète comme des sédiments fluviaux.

Une carte détaillée (1: 5000) de la géologie de surface de la mine Duquesne, réalisée dans le cadre de la première phase de ce projet, est maintenant publiée (Lacroix & Landry, 1991). Des études, présentement en cours, sont effectuées (1) sur la géologie et la minéralisation de la mine Duquesne (Couture & Pilote, 1990), (2) sur les relations entre une sédimentation active des conglomérats de Duparquet et les mouvements de la faille de Porcupine-Destor (Mueller & Dufresne, 1990) et (3) sur l'analyse structurale des unités bordant cette même faille (Beaudry *et al.*, 1991).

Contexte géologique régional

Le secteur étudié se trouve à l'intérieur de la sous-province de l'Abitibi dans la province tectonique du Supérieur. Cette sous-province, d'âge archéen, est composée de volcanites ultramafiques, mafiques et felsiques, de sédiments clastiques et d'intrusions granitiques, pré- à post-tectoniques. L'ensemble de ces roches est métamorphisé au faciès schiste vert, mais varie du faciès prehnite-pumpellyite au coeur des secteurs moins déformés au faciès amphibolite autour de certaines intrusions (Jolly, 1978). Les différentes unités volcanosédimentaires sont séparées par de longues zones de déformation dont la cinématique et l'incidence stratigraphique demeurent relativement peu connues (Simard *et al.*, 1990; Daigneault & Archambault, 1990). La région visée par ce projet couvre la faille de Porcupine-Destor, l'un de ces corridors de déformation.

Au nord de la faille de Porcupine-Destor, on retrouve du nord au sud les groupes de la mine Hunter, de Stoughton-Roquemaure et de Kinojévis (figure 3). La plus vieille unité de la région, le Groupe de la mine Hunter ($2730 \pm 1,4$ Ma: Mortensen, 1987), est composée de rhyolite, de brèche rhyolitique, de tuf siliceux et de chert, recoupés par des dykes porphyriques contemporains, d'affinité calco-alcaline (Dimroth *et al.*, 1974; Boivin, 1974; Gagnon, 1981; Jensen, 1985;



D'après la carte du MERQ-OGS, DV 83-16

0 20 km



BLR : Gr. de Blake River
 DUP : Fm. de Duparquet
 HUN : Gr. de mine Hunter

KEW : Gr. de Kewagama
 KIN : Gr. de Kinojévis
 MLC : Gr. de Malartic
 STR : Gr. de Stoughton-Roquemaure

Figure 3: Géologie régionale.

Verpaelst & Hocq, 1987 et 1991). Ce groupe est surmonté dans la partie ouest par le Groupe de Stoughton-Roquemaure (2714 ± 2 Ma: Corfu *et al.*, 1989) caractérisé par des coulées komatiitiques et tholéitiques et comprenant des intrusions ultramafiques (Eakins, 1972; Jensen, 1978, 1981 et 1985) et s'épaississant d'est en ouest. Les relations stratigraphiques et structurales entre ces deux groupes ne sont pas encore clairement établies. La zone principale de contact dévie de 10° par rapport à l'orientation générale des basaltes du Stoughton-Roquemaure ce qui supposerait que le contact représente une pente topographique pré-basalte et que les rhyolites formaient un dôme (Eakins, 1972). Quelques zones de cisaillements sont parallèles au contact et des intrusions mafiques et ultramafiques recoupent les deux groupes (Eakins, 1972). Le Groupe de Kinojévis est séparé de ces deux groupes par une mince bande de sédiments graphiteux (Boivin, 1974) créant une forte anomalie INPUT linéaire (compilation géoscientifique du MER). Dans les cantons de Poularies et de Privat, le Groupe de Kinojévis est séparé du Groupe de mine Hunter par une faille (Verpaelst & Hocq, 1987), mais selon Labbé *et al.* (1991), le Kinojévis recouvrirait en discordance le Groupe de mine Hunter. Labbé *et al.* (1991) ont observé dans la zone de déformation de Lyndhurst, qui d'est en ouest coupe les rhyolites et se prolonge au contact Kinojévis-mine Hunter, aucune évidence de cisaillement simple en affleurement ce qui leur suggère une zone d'aplatissement plutôt qu'une zone de faille. Le Groupe de Kinojévis a été divisé en deux unités: la Formation du ruisseau Deguisier, composée à la base de basalte komatiitique (Boivin, 1974), suivi de bandes alternantes de tholéiites riches en fer et riches en magnésium (Boivin, 1974; Jensen, 1978, 1981 et 1985; Letros *et al.*, 1983) et la Formation du lac Lanaudière, composée de basaltes, d'andésites et de komatiites et de multiples intrusions de gabbro, de pyroxénite et de porphyres (Boivin, 1974). Nous préférons utiliser le nom de *complexe de Lanaudière* pour désigner cet ensemble lithologique en raison de la grande variété des roches présentes et de leur relation structurale complexe. La Formation de Duparquet, composée d'un conglomérat polygénique de dérivation locale, repose en discordance angulaire sur la Formation du ruisseau Deguisier et sur le complexe de Lanaudière (Boivin, 1974; Rocheleau, 1980; Mueller *et al.*, 1991).

Au sud de la faille de Porcupine-Destor, les groupes de Malartic, de Kewagama et de Blake River sont présents (figure 3). Le Groupe de Malartic, dont le cœur constitue un anticlinal, est composé de coulées ultramafiques, de coulées mafiques et de pyroclastites felsiques (Ambrose, 1941; MacIntosh, 1977; Imreh, 1984). Les grès et les conglomérats de Kewagama reposeraient en contact normal sur les volcanites du Malartic sur le flanc sud de l'anticlinal (Ambrose, 1941; MacIntosh, 1977), mais en bien des endroits le contact est cisailé. Ils forment une bande qui s'amincit vers le NO jusqu'à la faille de Porcupine-Destor. Toutes les roches situées au sud-ouest du Kewagama appartiennent au Groupe de Blake River, qui est composé principalement

d'andésites tholéiitiques et de suites d'andésites et de rhyolites calco-alcalines (Wilson, 1962; de Rosen-Spence, 1976; Dimroth *et al.*, 1982; Gélinas *et al.*, 1984; Péloquin *et al.*, 1990). Selon Hubert *et al.* (1984), le Blake River est séparé du Kewagama par la faille du lac Parfouru qui vient se brancher sur la faille de Porcupine-Destor plus au nord, tandis que Dimroth *et al.* (1982) soutiennent que ces deux groupes sont en contact normal. La présence de zircons dans le Groupe de Kewagama d'âge plus jeune que la majeure partie du volcanisme de la sous-province de l'Abitibi (Davis, 1991) dont le Groupe de Blake River, indique que ces deux groupes ne sont pas en position stratigraphique normale.

Le grain régional des unités de part et d'autre de la faille de Porcupine-Destor est grossièrement est-ouest et la plupart des unités volcaniques sont fortement inclinées. À l'ouest de la route Rouyn-Macamic, les groupes de la mine Hunter, de Stoughton-Roquemaure et de Kinojévis formeraient une séquence monoclinale verticale avec une polarité vers le sud, alors que plus à l'est, le synclinal d'Abijévis occupe la partie centrale du Groupe de Kinojévis (figure 3) et que le Groupe de mine Hunter suit un anticlinal. Le complexe de Lanaudière montre une structure complexe où la densité des failles est plus grande et les plis sont plus petits et plus serrés (figure 2, hors texte). La Formation de Duparquet, en discordance sur le complexe de Lanaudière plissé, comprend un synclinal orienté ESE. Au sud de la faille de Porcupine-Destor, le Blake River et le Kewagama sont inclinés vers le sud et suivent une orientation ESE. Dès qu'on s'éloigne de la faille, le Blake River est plissé en série d'anticlinaux et de synclinaux dont la trace est parallèle aux limites du groupe (Dimroth *et al.*, 1983; Gélinas *et al.*, 1984).

Remerciements

Nous tenons à remercier nos assistants pour leur aide efficace et leur enthousiasme: Belhadfa Abderrazak, Stéphane Dufour et Annie Letendre. Les auteurs tiennent à exprimer leur reconnaissance à Claude Marcotte, Louis Gariépy et Gino Roger d'Explorations Noranda, Anthony Williams-Jones et Andrew Hynes de l'Université McGill, Wulf Mueller de l'UQAC et Dominique Beaudry de Cambior et à Guy Parent et Yolande Brisson de Ressources minières Radisson pour la visite de la mine Duquesne et pour les nombreuses discussions. Nous voudrions aussi remercier Ronald Savard et Mario Melançon pour leur aide à la réalisation de la carte de compilation des indices aurifères et pour les retouches sur la carte géologique.

STRATIGRAPHIE

Tous les unités nommées dans le chapitre précédent n'ont pas été rencontrées lors de notre cartographie et celle-ci n'a touché qu'aux groupes de Kinojévis, de Kewagama, de Blake River, au complexe de Lanaudière et à la Formation de Duparquet. Les groupes seront décrits du nord au sud, ensuite suivra la description des intrusions et pour terminer la Formation de Duparquet qui est la plus jeune unité archéenne de la région. La stratigraphie de la région est résumée dans le tableau I.

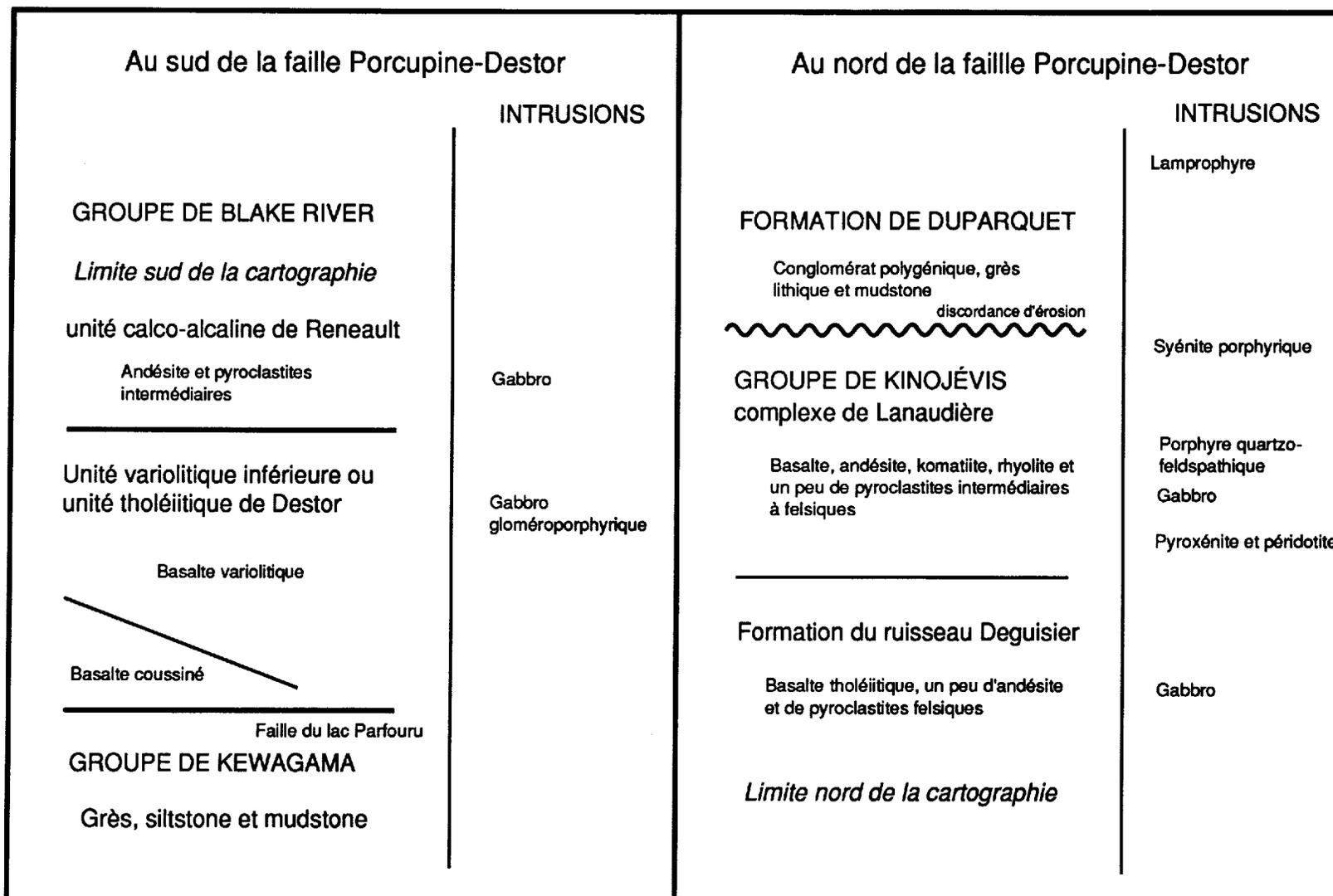
Groupe de Kinojévis

Le Groupe de Kinojévis avait été subdivisé en trois unités par Dimroth *et al.* (1974): les formations de la mine Hunter, du ruisseau Deguisier et du ruisseau Paré. Par la suite, la Formation de la mine Hunter, élevée au rang de groupe, a été considérée comme une unité indépendante et plus ancienne (Dimroth *et al.*, 1982). La Formation du ruisseau Deguisier est l'unité principale du Kinojévis et l'une des unités couvrant le plus de surface sur notre carte. Le nom de *Formation du ruisseau Paré*, peu utilisé par la suite, correspond en grande partie au complexe volcanique de Destor situé dans les cantons d'Aiguebelle et Destor, qui est composé de coulées basaltiques et de rhyolite, de dykes gabbroïques et de nombreux filons-couches de gabbro et de pyroxénite (Dimroth *et al.*, 1982). Dans les cantons de Destor et Duparquet, à l'ouest de la route 101, Boivin (1974) décrit l'extension de ce complexe et le nomme la Formation du lac Lanaudière. La très grande variété de lithologies et le nombre élevé de failles dans cette unité nous a amené à désigner cet ensemble comme étant un complexe à la fois structural et volcanique plutôt qu'une formation. Le nom de *complexe de Lanaudière* est provisoire et nous devons déterminer les relations stratigraphiques qui existent entre ce complexe et celui de Destor pour mieux le définir.

Formation du ruisseau Deguisier

La Formation du ruisseau Deguisier forme une bande monoclinale de plus de 3 km d'épaisseur, orientée E-O à ENE et avec une polarité vers le sud. Elle est composée d'une séquence de basalte massif et coussiné, où de minces horizons de hyaloclastites, de tuf à lapilli et de chert sont intercalés entre les coulées. On y retrouve en plus une bande d'andésite coussinée et massive, de 200 m d'épaisseur, qui affleure le long de la route reliant Duparquet à La Sarre. Nous avons aussi observé en un endroit, à 1 km à l'est de la route 101, un basalte glomérophyrique qui pourrait correspond à l'extension vers l'ouest de l'un des horizons marqueurs de Sanschagrin

Tableau I: Stratigraphie de la région



& Leduc (1979) et en deux endroits des basaltes variolitiques. Contrairement à Graham (1954), nous avons interprété la plupart des gabbros de l'unité K25 de ses cartes comme étant des coulées massives et grenues, mais quelques gabbros ont aussi été reconnus à l'intérieur de l'empilement.

L'assemblage minéralogique typique des basaltes du ruisseau Deguisier est composé de plagioclase-chlorite-épidote-quartz-opaques avec la présence aléatoire d'actinote, de carbonate, de prehnite-pumpellyite et de stilpnomélane. Les textures d'ensemble sont intersertales ou intergranulaires (grain fin > 0,5 mm) et hyalopilitiques à hyalophitiques (grain très fin < 0,5 mm). Trois lames minces contiennent des phénocristaux de plagioclase et trois lames contiennent des vésicules. La saussuritisation des grains de plagioclase est variable (faible à forte) et plusieurs lames montrent une des altérations suivantes: carbonatation, pyritisation et chloritisation. La présence de la prehnite d'aspect fibro-radiée a été observée en traces dans seulement trois lames minces. Aucune observation pétrographique ne permet de distinguer les andésites identifiées sur le terrain des basaltes. Une des andésites correspond toutefois à une roche contenant une forte carbonatation et de l'albite limpide.

Complexe de Lanaudière

L'ensemble de volcanites et d'intrusions variées et situées entre la faille de Porcupine-Destor et la Formation du ruisseau Deguisier forme le complexe de Lanaudière, une unité en forme de coin qui s'élargit vers l'est. Les basaltes et les komatiites sont les volcanites les plus abondantes du complexe qui comprend aussi des andésites et des rhyolites. De 30 à 40 % de la superficie du complexe est occupé par un porphyre quartzo-feldspathique (trondhjémite), un gabbro et, en quantité moindre, une pyroxénite et une péridotite.

Le grain principal est orienté ENE et la majorité des polarité fait face au sud. Les différentes lithologies se butent à un angle de 20° à 30° sur la faille de Porcupine-Destor et elles sont de plus souvent bordées par des failles. Dans la région étudiée, le contact entre la Formation du ruisseau de Deguisier et le complexe Lanaudière est masqué par la Formation de Duparquet et il est en partie faillé. La structure dans cette unité est complexe et, pour l'instant, nous ne sommes pas en mesure de préciser l'ordre stratigraphique des volcanites à l'intérieur de l'unité.

Le basalte du complexe de Lanaudière abonde au sud du lac Lanaudière. Il est massif et souvent grenu, coussiné ou bréchique. Il est intercalé de pyroclastites felsiques à intermédiaires, caractérisées par la présence de phénocristaux millimétriques de quartz et variant de tuf siliceux à tuf

à lapilli et blocs. En comparaison, les pyroclastites du complexe de Lanaudière sont plus grossières, moins bien triées que celles de Deguisier et les fragments sont plus irréguliers.

L'assemblage minéralogique moyen des basaltes se compose de plagioclase-actinote-chlorite-épidote-quartz-opaques. Les reliques de pyroxène n'ont été observés que dans une seule lame correspondant à un basalte grenu ou un gabbro. Lorsque conservées, les textures sont intersertales (grain fin) ou hyalopilitiques (grain très fin). Dans toutes les lames, la chlorite domine sur l'amphibole qui est essentiellement de l'actinote. Les grains de plagioclase sont fortement saussuritisés dans la majorité des lames (damouritisation dans une lame). Dans plusieurs lames, on observe une recristallisation notable de l'épidote, du quartz et de la chlorite. Une lame montre une épidotisation importante et la présence d'albite limpide, alors qu'une autre lame montre une forte pyritisation et une faible carbonatation.

Les komatiites de la région sont réparties dans trois secteurs. Au nord du lac Lanaudière, les komatiites forment deux bandes d'environ 100 m d'épaisseur qui représentent probablement le même horizon à l'intérieur d'un synclinal. Elles sont très peu déformées et les textures de coulées complète à spinifex sont très bien préservées. Ces komatiites sont intercalées au milieu des volcanites mafiques du complexe de Lanaudière. À l'ouest du lac Lanaudière, des komatiites ont aussi été observées. Elles forment des bandes minces bordées de failles ou elles sont des enclaves dans le porphyre quartzo-feldspathique. Elles sont très déformées et altérées, mais localement des spinifex sont encore préservés. Elles représentent peut-être le prolongement de l'horizon précédent. La bande la plus volumineuse de komatiites est située dans le secteur de la mine Duquesne. Dans les environs de la mine et de la faille de Porcupine-Destor, elles sont extrêmement cisailées. Dans le reste du secteur, des morphofaciès massif, en coussins, à spinifex et volcanoclastiques ont été reconnus (Lacroix & Landry, 1991). Cette bande est complètement bordées par des failles et elle pourrait représenter une écaille de komatiites du Groupe de Malartic. Elles ne seraient pas directement corrélatives avec les komatiites situées au nord du lac Lanaudière.

Dans les secteurs où les komatiites sont peu déformées, les phénocristaux d'olivines sont transformés en serpentine et parfois en trémolite, les clinopyroxènes sont remplacés par un assemblage de chlorite, de trémolite et de talc et les principaux opaques sont des oxydes. Dans les autres secteurs, les komatiites sont transformées en des schistes à chlorite-carbonates-quartz ou à chlorite-carbonates-talc avec une abondance variable de pyrite.

L'andésite du complexe de Lanaudière est vésiculaire, coussinée et parfois massive. Les vésicules, atteignant 10 % de la roche, sont millimétriques et remplies de quartz, de carbonates et de chlorite. Cette roche se démarque par une susceptibilité magnétique plus forte que les basaltes du complexe. Les andésites se distinguent uniquement par la présence importante du plagioclase et l'absence d'actinote. Toutefois, les deux lames d'andésite montrent également une carbonatation moyenne, disséminée dans l'assemblage minéralogique et de l'albite limpide (lessivage complet du Ca des plagioclases, voir Gélinas *et al.*, 1977). De plus, le basalte échantillonné en bordure nord de la bande d'andésite montre également une carbonatation. Ces observations pétrographiques ainsi que la présence d'une faille au centre de la bande d'andésite suggère qu'il peut s'agir d'un basalte carbonaté.

Antérieurement, la présence de rhyolite dans le secteur du lac Lanaudière n'avait été reconnue que lors de quelques travaux d'exploration. La rhyolite forme une bande orientée ENE et intercalée entre le basalte et le gabbro, au sud du lac Lanaudière, qui s'étend de la faille de Porcupine-Destor jusqu'à la route 101. La roche est aphanitique avec des petits phénocristaux de quartz et sa patine est blanc crème à jaune verdâtre. Elle est massive ou bréchique. On observe avec la rhyolite des lapillistones felsiques et polygéniques dont certains fragments proviennent d'un porphyre quartzo-feldspathique. Le problème de reconnaître cette lithologie vient du fait que la rhyolite est similaire au faciès à grain fin du porphyre quartzo-feldspathique du secteur et qu'elle est très cisailée. Localement, il est possible d'observer des textures de rubanement et de lobes et brèches. Les critères utilisés pour les distinguer sur le terrain étaient la présence de textures d'épanchement, une matrice aphanitique, l'absence de phénocristaux de plagioclase et la taille des phénocristaux de quartz. Cette rhyolite correspondrait à l'extension vers l'ouest de celle du complexe de Destor de Dimroth *et al.* (1983).

Groupe de Kewagama

Dans le secteur étudié, les sédiments de Kewagama n'affleurent que dans la moitié est de la carte, soit au sud de la mine Duquesne et dans la zone de faille de Porcupine-Destor au NE du lac Destor. Les deux autres bandes de Kewagama, tracées dans la moitié ouest de la carte, ont été reprises des cartes de Graham (1954) où des sédiments avaient été intersectés en forage. Les sédiments sont composés de grès et de mudrocks interlités, formant des lits centimétriques et montrant des laminations parallèles et des granoclassements. Leur couleur varie de brun à vert. Les contacts inférieur et supérieur du Groupe de Kewagama sont cisailés et les changements de polarité indiquent la présence de plis à l'intérieur de l'unité. Le Kewagama est de façon structurale

sous le Groupe de Blake River. Une datation U-Pb donnant la limite inférieure à 2687 ± 3 Ma pour les sédiments du Kewagama (Davis, 1991) implique que ce groupe et le Blake River (2703-2698 Ma, Nunes & Jensen, 1980; Mortensen, 1987) ne sont pas en position stratigraphique normale.

Groupe de Blake River

Les volcanites du Groupe de Blake River sont situées au sud de la faille de Porcupine-Destor et le grain de cette unité est parallèle à celle-ci. Dans la région, le Blake River débute par une unité monoclinale de plus de 400 m d'épaisseur de basalte coussiné contenant généralement des varioles centimétriques qui peuvent représenter 40 % de la roche. En général, les coussins et leur bordure de cette unité sont plus gros que ceux des autres volcanites de la région. De plus, un gabbro gloméroporphyrique est intercalé avec les coulées variolitiques. Cette unité, qui s'étend de la frontière de l'Ontario jusqu'à la région de Bousquet, correspond à l'*horizon marqueur inférieur et variolitique* de Dimroth *et al.* (1982) ou l'*unité tholéiitique de Destor* de Gélinas *et al.* (1984). Dans le secteur de la mine Duquesne, des pyroclastites finement laminées et granoclassées vers le sud sont intercalées avec des basaltes entre les basaltes variolitiques et les sédiments du Groupe de Kewagama. Cette séquence est séparée par une faille parallèle à la faille de Porcupine-Destor. La suite du Blake River est composée d'andésite coussinée et vésiculaire, située à l'intérieur d'un synclinal droit, orienté ESE et plongeant vers l'est. En plusieurs endroits, les andésites sont porphyriques. Les brèches de coulées et les pyroclastites y sont plus abondantes. Ces dernières sont des lapillistones à fragments de volcanites intermédiaires et à cristaux de feldspath avec quelques tufs. Cet ensemble correspond au *complexe ou unité calco-alcaline de Renault* de Dimroth *et al.* (1982) et de Gélinas *et al.* (1984).

L'assemblage minéralogique moyen des laves échantillonnées (quatre lames) dans le Blake River est le suivant: plagioclase-actinote-chlorite-épidote-quartz-opaques. Lorsque les textures primaires sont préservées, celles-ci sont intersertales ou interstitielles et contiennent parfois des cristaux squelettiques de pyroxène entre lesquels le plagioclase a cristallisé. La saussurisation du plagioclase est généralement forte et les quatre lames contiennent des vésicules. Une seule lame contient de nombreux phénocristaux de plagioclase damouritisé. Quelques lames montrent une faible épidotisation et une carbonatation. Les observations pétrographiques ne démontrent pas que les échantillons sont des andésites et il peut donc s'agir plutôt de basaltes.

Roches intrusives

Plusieurs générations d'intrusions sont présentes dans la région. On y retrouve des intrusions synvolcaniques à post-tectoniques. Le complexe de Lanaudière contient le plus d'intrusions et les plus variées. À l'intérieur des empilements du Kinojévis et du Blake River, on y retrouve plusieurs filons-couches de gabbro mésocrate.

Intrusions du complexe de Lanaudière

Le complexe de Lanaudière comprend, de la plus vieille à la plus jeune intrusion selon Graham (1954) et Boivin (1974), une pyroxénite, une péridotite, un gabbro et un porphyre quartzo-feldspathique. Sur le terrain, il est clair que le gabbro est recoupé par les dykes de porphyre mais les relations entre les intrusions ultramafiques et ces deux autres intrusions sont encore à préciser.

La pyroxénite affleure à l'est du lac Lanaudière et forme une bande orientée ENE, d'une centaine de mètres d'épaisseur et à l'ouest du lac Lanaudière en quelques endroits isolés. C'est une roche vert foncé, grenue et composée à plus de 95 % d'augite hypidiomorphe (grain moyen). La roche est légèrement altérée et montre un début d'ouralitisation. Nous avons observée une péridotite qui affleure au nord du lac Lanaudière (Éch. # 13 sur la carte hors texte) mais qui était trop petite pour être dessinée, et une autre qui affleure à l'ouest du lac Lanaudière, près de la terminaison ouest des rhyolites. Elle est noire avec une patine brune et elle est composée de phénocristaux arrondis et millimétriques d'olivine, remplacés par des carbonates et de la serpentine, dans une matrice de chlorite, de serpentine et d'oxydes.

Pour l'instant, le nom de *gabbro* est pris dans un sens général et les unités de gabbro, représentées sur la carte hors texte, peuvent correspondre à des diorites. Le gabbro, de forme tabulaire, affleure dans trois secteurs dans le complexe: en bordure des komatiites au nord du lac Lanaudière, au contact des rhyolites au sud du lac et dans les komatiites de la mine Duquesne. C'est un gabbro mésocrate à mélanocrate, à grain moyen, ophitique à subophitique et montrant des passages pegmatitiques lorsque le gabbro a plus de 200 m d'épaisseur.

L'assemblage minéralogique typique du gabbro du secteur est constitué de plagioclase-pyroxène-amphibole-chlorite-opaques avec la présence aléatoire d'épidote, de carbonates et de quartz. L'état de préservation du pyroxène est variable: trois lames montrent des coeurs de

pyroxène frais auréolés d'amphibole alors que l'ouralitisation (amphibole-chlorite) est avancée dans les cinq autres lames. Ceci contraste avec la saussuritisiation moyenne à forte de tous les grains de plagioclase. La présence d'exsolution dans les opaques suggère que ceux-ci sont des oxydes (magnétite-ilménite). Une faible carbonatation, notamment des coeurs de pyroxènes, une chloritisiation et une épidotisation est visible dans quelques lames.

Le porphyre quartzo-feldspathique affleure au milieu des sédiments de Duparquet et en bordure du synclinal du lac Lanaudière, à l'est du lac Lanaudière et dans le secteur de la mine Duquesne, où il forme soit des massifs ou des dykes. La patine du porphyre est constamment blanche à jaune verdâtre, tandis que la couleur de la cassure fraîche varie de vert à jaune. Le porphyre est caractérisé par l'abondance de phénocristaux de plagioclase verdâtre et de gros phénocristaux de quartz (7 mm) dans une matrice microgrenue. La proportion et la taille de ces deux minéraux varient d'un affleurement à l'autre et les phénocristaux de quartz sont plus petits dans la partie sud de la région. Les phénocristaux de plagioclase sont plus abondants (20 % à 40 % de la roche) que ceux du quartz (< 1 % à 20 %), mais en raison d'une séricitisation et d'une carbonatation importante, ils sont souvent plus difficiles à voir l'œil. La taille des phénocristaux de plagioclase varie de 1 à 4 mm, tandis que celle du quartz varie de < 1 mm à 10 mm. La biotite, en faible quantité et généralement altérée en chlorite-épidote-magnétite ou en séricite, est le seul minéral ferromagnésien observé en lame mince. La coloration au cobaltinitrate de potassium a fait ressortir l'absence de feldspath potassique dans tous les échantillons testés de porphyres. Ce porphyre correspond à une trondhjémite ou dans un sens plus large à une tonalite selon la classification des roches ignées (Streckeisen, 1980). Les relations de terrain et les textures pétrographiques indiquaient une mise en place de faible profondeur et nous suggéraient que ce porphyre serait une intrusion synvolcanique comme l'avaient proposé Dimroth *et al.* (1983). Une première datation U-Pb de 2689 ± 3 Ma (Mortensen & Mueller, comm. pers., 1991) indique que cette intrusion est tardive et qu'elle serait reliée aux failles comme l'avaient pensé Graham (1954), Boivin, (1974) et Mueller (comm. pers., 1990). La présence d'un porphyre quartzo-feldspathique similaire, au nord du village de Duparquet et à l'intérieur de la Formation du ruisseau Deguisier, indique que le porphyre n'est pas confiné au complexe de Lanaudière.

Intrusions syénitiques

Le secteur des mines Beattie, Donchester et Central Duparquet est caractérisé par la présence de deux massifs syénitiques, orientée plus ou moins est-ouest. Dans les travaux antérieurs, trois variétés avaient été reconnues: un porphyre syénitique, un porphyre à pruneaux et un porphyre

bostonitique ou à latte (O'Neill, 1933, 1934a et 1934b; Banfield, 1940; Davidson & Banfield, 1944; Graham, 1954). Le porphyre syénitique est la variété prédominante. C'est une roche rouge à brunâtre, à grain fin à moyen qui contient de 2 à 20 % de phénocristaux automorphes à hypidiomorphes, rectangulaires, de 2 à 16 mm de longueur et de blanc rosé à rouge. Les phénocristaux sont composés principalement de plagioclase altéré au coeur par la séricite et au pourtour par de l'orthose. La matrice est composée de feldspath potassique montrant une texture trachytique et, en quantité mineure, de magnétite, d'apatite et de sphène. La roche contient généralement des carbonates, de la chlorite, de la séricite et de l'épidote comme minéraux d'altération. Le nom de syénite porphyrique pour cette roche serait plus appropriée en raison de la quantité de phénocristaux. La syénite à pruneaux est une variété de la syénite porphyrique qui contient des phénocristaux centimétriques de feldspath et dont la distribution est restreinte. La syénite à latte, sous forme de dyke, est principalement observée dans le secteur des mines Donchester et Central Duparquet. Elle est aussi observée en périphérie et au coeur du massif syénitique. Elle est caractérisée par des phénocristaux lamellaires montrant une texture trachytique dans une matrice généralement aphanitique. Sa couleur varie gris verdâtre à rouge avec une patine brunâtre due aux carbonates. La présence de sédiments similaires au Groupe de Kewagama au nord de l'intrusion principale suggère que la syénite de Beattie se serait mise en place au contact des sédiments de Kewagama et des volcanites qui pourraient appartenir au Blake River. Leur présence au nord de la faille de Porcupine-Destor serait le résultat d'une imbrication par des failles de décrochement dextre.

Des dykes syénitiques, caractéristiques par leur couleur rouge, affleurent aussi dans le complexe de Lanaudière. Ils sont étroits, difficiles à suivre latéralement et ils sont boudinés dans les zones de failles. En général, la matrice est aphanitique. Certains sont porphyriques tandis que d'autres sont aphyriques. L'une de ces dykes recoupe nettement le porphyre quartzo-feldspathique.

Formation de Duparquet

La région étudiée, la formation de Duparquet forme une bande orientée E-O, se divisant en deux branches dans sa moitié est, entre la faille de Porcupine-Destor et la Formation du ruisseau Deguisier. La pétrographie et la sédimentologie de cette formation a été étudiée en détail par Rocheleau (1980), Mueller & Dufresne (1990) et Mueller *et al.* (1991).

La Formation de Duparquet est composée principalement d'un conglomérat polygénique qui repose en discordance sur les unités intrusives et volcaniques du complexe de Lanaudière, mais en plusieurs endroits le contact est une faille. La Formation comprend aussi en quantité moindre un grès lithique à grain moyen et un mudstone qu'on retrouve au centre de la carte et à la bordure nord. Le conglomérat est massif et il est composé principalement de cailloux et de galets de volcanites mafiques et felsiques, de porphyre quartzo-feldspathique, de granite et de formation de fer à jaspe (Rocheleau, 1980). Le conglomérat contient des fragments de dérivation locale tels des fragments de komatiites. Le grès lithique forme des lentilles à laminations parallèles à l'intérieur du conglomérat dans la partie inférieure de la formation. Il devient plus abondant dans la partie sommitale de l'unité et les structures de laminations entrecroisées sont plus fréquentes. Il est composé des mêmes fragments lithiques que le conglomérat et on y observe aussi la présence de fragments de jaspe.

Lamprophyres

Des dykes de lamprophyres ont été reconnus depuis le début des travaux d'exploitation de la mine Duquesne (Graham, 1954). Les lamprophyres, d'une épaisseur ne dépassant pas 20 cm, recoupent à la fois les komatiites, les porphyres et la minéralisation (Couture & Pilote, 1990). N'étant pas déformés, ils représentent les roches les plus jeunes de la région.

GÉOCHIMIE DES VOLCANITES

Introduction

Cinquante-cinq échantillons de roches volcaniques ont été analysés et recueillis à partir des groupes de Kinojévis et de Blake River. Le complexe de Lanaudière a été divisé en deux ensembles lithologiques pour l'analyse géochimique, soit l'unité 1: basalte-gabbro-andésite-rhyolite et l'unité 2: komatiites-gabbro.

Les traits géochimiques généraux des groupes de Kinojévis et de Blake River ont déjà été esquissés par Gélinas *et al.* (1977 et 1984) alors que la géochimie des komatiites ont été étudiées plus en détail par Ludden & Gélinas (1981). Le présent traitement vise d'abord à caractériser, à distinguer et à comparer ces unités entre elles. L'analyse des diagrammes binaires des éléments majeurs et traces, de type Harker, permet une discussion préliminaire des processus

pétrogénétiques pouvant expliquer les relations et les variations chimiques entre certaines unités lithostratigraphiques.

Méthodologie lithogéochimique

Les échantillons de volcanites analysées ont été distinguées en trois groupes selon leur degré d'altération: faible, moyen et fort. Les échantillons faiblement altérés se caractérisent par l'absence d'albite limpide (roches mafiques), moins de 3,8 % de volatils (PAF) et l'absence de minéraux normatifs anormaux comme le corindon, la néphéline et la wollastonite dans les volcanites subalcalines (Gélinas *et al.*, 1977). De plus, le contenu total d'alcalis ne doit pas se localiser dans le champ alcalin de MacDonald & Katsura (1964) tout en contenant des minéraux typiquement subalcalin (hypersthène et quartz) et le contenu en K_2O ne doit pas déplacer les valeurs dans le champ potassique des roches subalcalines du diagramme An-Ab-Or normatif de Irvine & Baragar (1971).

Les échantillons moyennement altérés dévient légèrement des échantillons peu altérés sur un seul des critères suivants: de 3,8 à 5% de PAF (rarement 5-6%) pour des rhyolites et des andésites amygdaloïdes, de 0 à 0,25 % de corindon normatif pour les andésites et de 1 à 1,5 % de corindon normatif pour les rhyolites. Les échantillons fortement altérés montrent un ou plusieurs des critères d'altération de Gélinas *et al.* (1977).

Le nombre d'échantillons faiblement, moyennement et fortement altérés des différents ensembles lithogéochimiques sont respectivement les suivants: Formation du ruisseau Deguisier (11-5-6); complexe de Lanaudière, unité 1 (2-7-9); complexe de Lanaudière, unité 2 (2-3-4); Groupe de Blake River (1-2-3). Les trois catégories d'analyses sont illustrées de façon distincte sur les différents diagrammes pour préciser les variations chimiques dues à l'altération. Ceci permet l'observation des tendances primaires à partir des échantillons faiblement altérés et la variation des éléments lors de l'altération. Tous les calculs de la norme CIPW et diagrammes ont été effectués à l'aide du logiciel NEWPET de D. Clarke (Memorial University, Terre-Neuve).

Résultats géochimiques

Les tableaux II et III résument les principales analyses géochimiques (éléments majeurs, traces et normes CIPW) des lithologies peu altérées du secteur. Les moyennes et les écarts (minimum-maximum) sont indiqués pour la Formation du ruisseau Deguisier (basaltes) et le

TABLEAU II - Éléments majeurs et norme CIPW des principales volcanites peu altérées du secteur (% poids).

	RUISSEAU DEGUISIER			LANAUDIÈRE - UNITÉ 1						LANAUDIÈRE - UNITÉ 2		BLAKE RIVER
	BASALTE			BASALTE			RHYOLITE			KOMATIITE	GABBRO	ANDÉSITE
	#	Écart	Moyenne	#	Écart	Moyenne	#	Écart	Moyenne	1 éch.	1 éch.	1 éch.
ÉLÉMENTS MAJEURS												
SiO ₂	10	47,49-56,14	52,23	6	50,0-58,45	53,50	2	77,73-81,04	79,39	47,37	56,05	59,19
TiO ₂	10	0,91-2,40	1,52	6	0,92-1,98	1,28	2	0,17-0,2	0,19	0,55	1,38	0,67
Al ₂ O ₃	10	13,19-16,30	14,22	6	13,93-17,26	14,77	2	9,77-11,19	10,48	9,97	10,62	16,67
Fe ₂ O ₃	10	1,79-3,17	2,32	6	1,57-2,37	1,97	2	0,22-0,39	0,31	1,80	1,30	1,09
FeO	10	9,11-16,14	11,81	6	7,99-12,07	10,04	2	1,11-1,98	1,55	9,18	6,64	5,58
MnO	10	0,15-0,25	0,21	6	0,15-0,23	0,18	2	0,02	0,02	0,17	0,21	0,13
MgO	10	4,51-7,94	5,86	6	3,49-8,11	6,19	2	0,41-1,67	1,04	22,28	8,69	6,09
CaO	10	4,15-10,90	8,35	6	5,14-10,32	7,84	2	1,67-2,31	1,99	8,49	10,46	7,94
Na ₂ O	10	1,75-4,93	3,09	6	1,95-5,68	3,59	2	2,31-5,73	4,02	0,15	4,37	2,28
K ₂ O	10	0,08-0,55	0,27	6	0,03-1,87	0,45	2	0,03-2,01	1,02	---	0,21	0,22
P ₂ O ₅	10	0,05-0,19	0,12	6	0,08-0,64	0,19	2	---	---	0,03	0,07	0,14
TOTAL	10	100,0	100,0	6	100,0	100,0	2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
PAF	10	2,36-3,43	2,84	6	1,35-3,67	3,02	2	2,29-2,60	2,45	5,49	2,10	4,64
Norme CIPW												
Quartz	5	1,58-9,96	4,98	4	0,79-14,74	4,75	2	38,74-53,0	45,87	---		16,29
Corindon							1	0,70	0,70			
Orthose	10	0,50-3,27	1,58	-	0,19-11,10	2,69	2	0,18-11,89	6,04	---	1,26	1,33
Albite	10	14,77-41,75	26,18	6	16,49-46,41	30,34	2	19,58-48,49	34,04	1,28	36,94	19,25
Anorthite	10	15,98-34,71	24,11		11,93-29,37	22,83	2	4,72-8,42	6,57	26,50	8,74	34,55
Diopside	10	7,10-22,31	13,79	6	4,06-19,23	12,37	1	5,80	5,80	12,29	34,53	3,26
Hypersthène	10	13,17-28,25	22,94	6	11,78-28,15	20,49	2	1,10-5,78	3,44	35,36	12,92	22,09
Olivine	5	0,11-8,89	4,75	3	1,59-12,68	6,59	-	---	---	20,80	0,98	---
magnétite	10	2,59-4,59	3,36	6	2,27-3,43	2,85	2	0,32-0,56	0,44	2,61	1,89	1,59
Ilménite	10	1,72-4,56	2,89	6	1,74-3,75	2,43	2	0,33-0,37	0,35	1,05	2,63	1,28
Apatite	12	0,12-0,45	0,30	6	0,20-1,53	0,45	-	---	---	---	0,16	0,33
Zircon	10	0,01-0,03	0,02	6	0,02-0,04	0,03	2	0,06-0,10	0,08	0,01	0,02	0,03
Chromite	9	0,01-0,08	0,04	6	0,02-0,05	0,04	-	---	---	0,54		---
Spodumène	-	---	---	6	0,01-0,10	0,05	2	0,01	0,01	0,04	0,03	0,09

complexe de Lanaudière (unité 1: basaltes et rhyolites). Une analyse faiblement altérée a été plutôt indiquée pour le Groupe de Blake River (andésite) et le complexe de Lanaudière (unité 2: gabbro et komatiite) à cause du nombre restreint d'échantillons, la plupart des échantillons étaient moyennement à fortement altérés. Le complexe de Lanaudière montre une plus grande altération (unité 1: 16 échantillons sur 18 et unité 2: 7 échantillons sur 9 ne rencontrent pas les critères de Gélinas *et al.*, 1977) que la Formation du ruisseau Deguisier (11/22), ce qui confirme les observations pétrographiques. Les andésites identifiées sur le terrain dans la Formation du ruisseau Deguisier représentent probablement des basaltes altérés (enrichissement de SiO_2 et du rapport FeO^*/MgO). Dans le complexe de Lanaudière, l'augmentation du rapport FeO^*/MgO semble lié à l'altération de toutes les lithologies. Les gabbros montrent, en plus, un lessivage des alcalis, Al_2O_3 et SiO_2 (probablement associé à la carbonatation observée en lames minces).

Diagrammes usuels des éléments majeurs

Les échantillons de la Formation du ruisseau Deguisier tombent essentiellement dans les champs des basaltes et basaltes andésitiques du diagramme alcalis-silice (figure 4). Cinq échantillons sont des tholéiites avec du quartz normatif et cinq sont des tholéiites avec de l'olivine normative. Ceux-ci tombent dans les champs tholéiitiques des diagrammes AFM et FeO^*/MgO vs SiO_2 (Miyashiro, 1974) et dans celui des tholéiites riches en fer de Jensen (1976). Ces analyses sont semblables à celles obtenues par Gélinas *et al.* (1977) dans le cycle 2 du Groupe de Kinojévis. Les minces niveaux de tufs intercalés dans les laves sont de composition dacitique et rhyolitique; ils tombent dans le champ tholéiitique du diagramme de Jensen (1976) mais dans ceux calco-alcalins des diagrammes AFM et de Miyashiro (1974).

Les andésites identifiées sur le terrain correspondent plutôt à des roches altérées, à l'exception d'un seul échantillon dans une mince bande au nord du village de Duparquet. Les échantillons altérés montrent, par rapport aux échantillons peu altérés, un enrichissement de SiO_2 et du rapport FeO^*/MgO .

Dans le complexe de Lanaudière, nous distinguons ici, comme unité 1, les basaltes, les andésites et les rhyolites formant une bande d'environ 6 km de long dans le secteur situé entre le lac Lanaudière et la mine Duquesne. Cette bande est tronquée à l'ouest par la faille de Porcupine-Destor alors qu'elle se continue vraisemblablement à l'est de la route Rouyn-Macamic. L'unité 2 du complexe de Lanaudière se compose de komatiites, de pyroxénite et de gabbros se présentant en deux bandes situées: 1) au nord du lac Lanaudière et 2) dans le secteur de la mine Duquesne.

TABLEAU III- Éléments traces des principales volcanites peu altérées du secteur (ppm).

	RUISSEAU DEGUISIER			LANAUDIÈRE = UNITÉ 1						LANAUDIÈRE = UNITÉ 2		BLAKE RIVER
	BASALTE			BASALTE			RYOLITE			KOMATIITE	GABBRO	ANDÉSITE
	#	Écart	Moyenne	#	Écart	Moyenne	#	Écart	Moyenne	1 éch.	1 éch.	1 éch.
Cr	9	29-362	173,25	6	20-234	174,14	-	---	---	2487		---
Ni	10	36-137	79,08	6	31-169	90,29	2	2-6	4	1298	159	152
Co	10	27-57	45,85	6	26-53	40	2	2-3	2,5	98	87	29
Sc	10	29-54	44,92	6	23-49	37	2	3-4	3,5	34	41	19
V	10	235-502	396,62	6	202-389	293,29	2	2-7	4,5	221	---	146
Cu	10	39-150	91,46	6	12-143	71,43	2	4-9	6,5	50	354	43
Zn	10	75-200	111,08	6	35-108	75,29	2	11-61	36	77	103	18
K	8	701-4578	2109,18	6	265-15563	3770,86	1	16671	16671	---	1761	1862
Rb	8	3-15	8,46	4	3-53	17	1	42	42	3	8	6
Ba	10	30-177	86	6	32-457	137,71	2	37-414	225,5	9	55	57
Sr	10	71-197	118,46	6	101-266	169	2	29-32	30,5	3	201	192
Ga	10	14-25	19,69	6	19-23	20,29	2	16-19	17,5	11	17	17
Li	10	3,19-21,23	11,12	6	3,12-36,22	19,57	2	5,1-5,18	5,14	15,14	10,05	33,12
Nb	9	3,2-7,4	5,54	6	3,2-10,5	6,17	2	22,4-23,8	23,1	3,2	3,3	6,4
Zr	10	63-159	114,46	6	87-169	126,86	2	306-487	396,5	47	98	139
Ti	8	5444-14400	9508,46	6	5492-11850	7675,14	1	1039	1039	3306	8300	4035
Y	10	22-54	37,08	6	19-86	39,14	2	77-104	90,5	13	27	17
La	8	2,12-15,67	7,09	6	3,18-20,08	8,75	2	45,87-53,89	49,88	6,49	16,75	17,09
Ce	10	11,61-34,57	21,83	6	11,71-48,62	24,89	2	89,71-104,68	97,20	19,47	29,03	30,98
Rb/Sr	8	0,03-0,14	0,07	4	0,02-0,20	0,08	1	1,32	1,32	1,00	0,04	0,03
Zr/Y	10	2,38-4,55	3,12	6	2,56-4,61	3,43	2	3,95-4,7	4,33	3,58	3,67	8,13
Y/Nb	9	4,71-10,0	7,12	6	3,60-10,33	6,85	2	3,45-4,35	3,9	4,0	8,0	2,67
Ti/Zr	8	48,76-97,72	84,40	6	25,12-88,46	66,95	1	3,40	3,40	71,09	84,48	29,05
Ti/Y	8	221,64-279,77	250,03	6	64,34-295,03	229,19	1	13,41	13,41	254,75	309,75	236,06

Le diagramme alcalis-silice de l'unité 1 confirme la présence à la fois de basaltes et d'andésites faiblement altérés (figure 5). Une seule rhyolite apparaît sur le diagramme alors que les quatre autres contiennent plus de 76% de SiO₂. Les échantillons suivent une tendance intermédiaire entre les champs tholéitiques et calco-alcalins des diagrammes AFM et de Miyashiro (1974) mais plusieurs tombent dans le champ des tholéites riches en fer de Jensen (1976). Les échantillons altérés montrent, par rapport aux échantillons faiblement altérés, un enrichissement du rapport FeO*/MgO.

Le diagramme alcalis-silice de l'unité 2 indique que les gabbros ont la composition des andésites, suggérant ainsi qu'il s'agit de diorites (équivalents extrusifs). Celles-ci tombent dans les champs calco-alcalins des diagrammes AFM et de Miyashiro (1974) mais montrent une tendance tholéitique sur le diagramme de Jensen (1976). Tous les échantillons de komatiites tombent dans le champ des komatiites de Jensen (1976), le seul échantillon peu altéré tombant dans le champ des komatiites basaltiques de Jensen (1976). Les gabbros altérés montrent, par rapport aux gabbros faiblement altérés, un lessivage des alcalis, de l'Al₂O₃ et du SiO₂. Les komatiites altérées montrent, par rapport à l'échantillon faiblement altéré, un enrichissement en MgO par rapport aux pôles Al₂O₃ et FeO*+TiO₂ (figure 6c).

Les échantillons recueillis dans le Groupe de Blake River ont été identifiés sur le terrain comme des basaltes, des gabbros et des andésites; leur position spatiale les associe aux unités tholéitique de Destor et calco-alcaline de Renault (Gélinas *et al.*, 1984). La majorité des cinq échantillons de ce groupe sont altérés comme l'indique d'ailleurs: 1) leur faible teneur en alcalis (lessivage) sur le diagramme alcalis-silice, et 2) leur teneur en SiO₂ qui correspond à celle des andésites ce qui suggère un enrichissement en SiO₂. Ce lessivage des alcalis est responsable de la position de ces échantillons dans le champ tholéitique du diagramme AFM alors que dans les diagrammes de Jensen (1976) et de Miyashiro (1974), ils tombent correctement dans le champ calco-alcalin (figure 7).

Dans cette section, nous présentons quelques diagrammes d'éléments majeurs et traces (type Harker), en fonction de SiO₂ et Zr (choisis comme indice de cristallisation), en vue de comparer le complexe de Lanaudière (unité 1) et le Groupe de Kinojévis (figures 8 et 9).

La position du complexe de Lanaudière au sud de la Formation du ruisseau Deguisier et l'omniprésence de polarités sud dans ces deux unités peut suggérer que les laves du complexe de Lanaudière représentent la partie sommitale plus différenciée du Groupe de Kinojévis (Boivin,

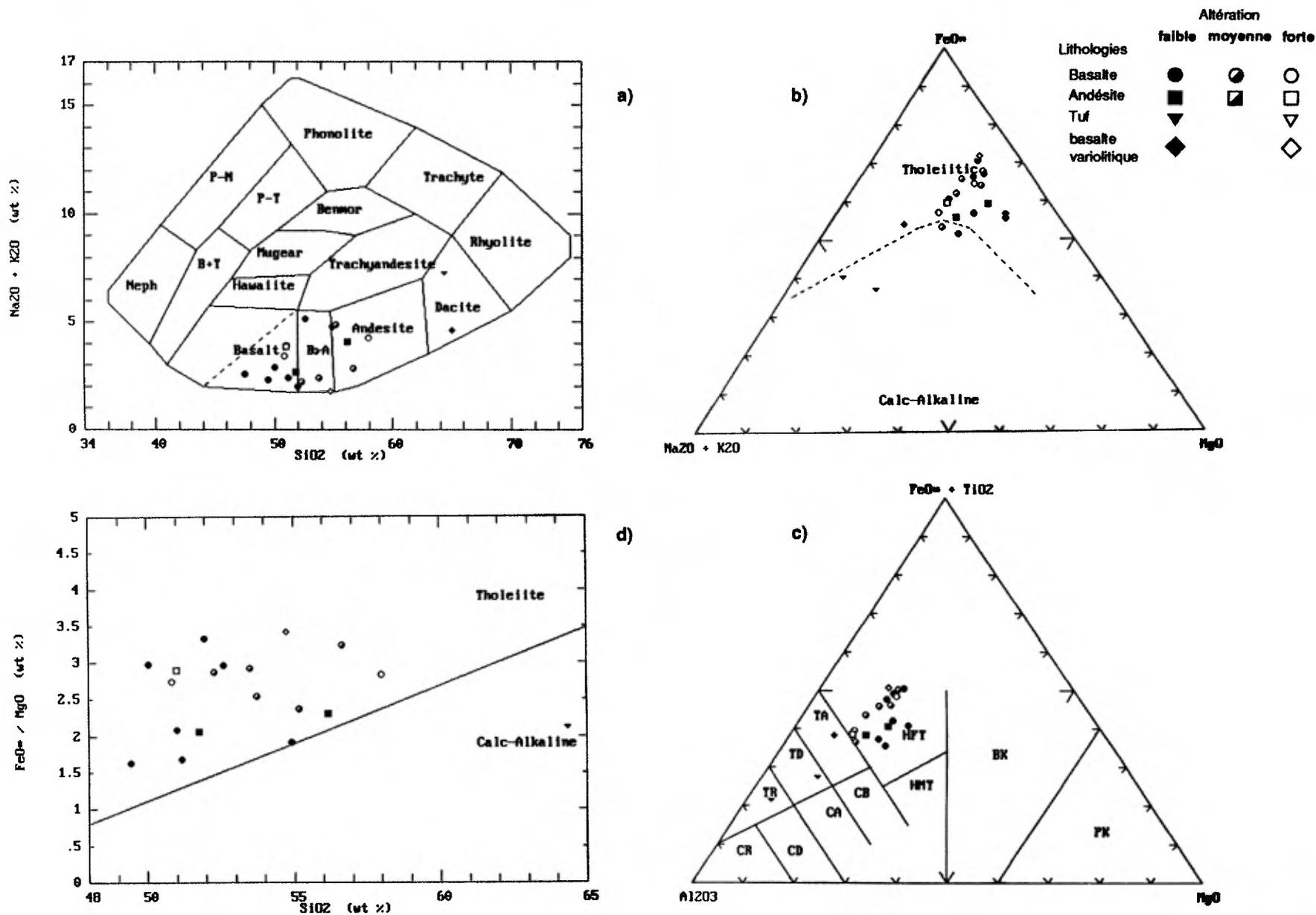


Figure 4: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques de la Formation du ruisseau Deguisier: a) alcalis vs SiO₂ (Cox *et al.*, 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO*/MgO vs SiO₂ (Miyashiro, 1974).

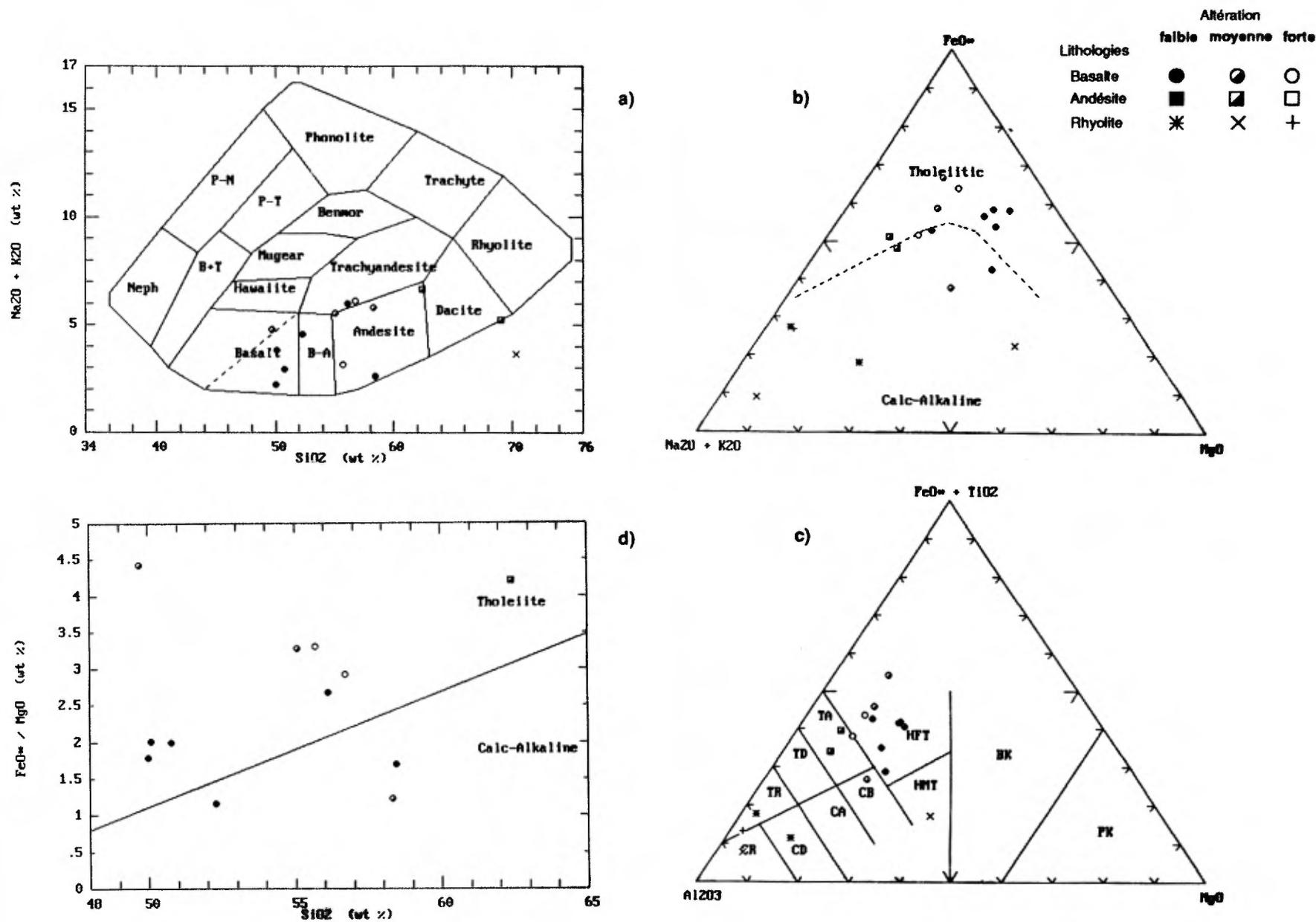


Figure 5: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du complexe de Lanaudière (unité 1): a) alcalis vs SiO_2 (Cox *et al.*, 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO^*/MgO vs SiO_2 (Miyashiro, 1974).

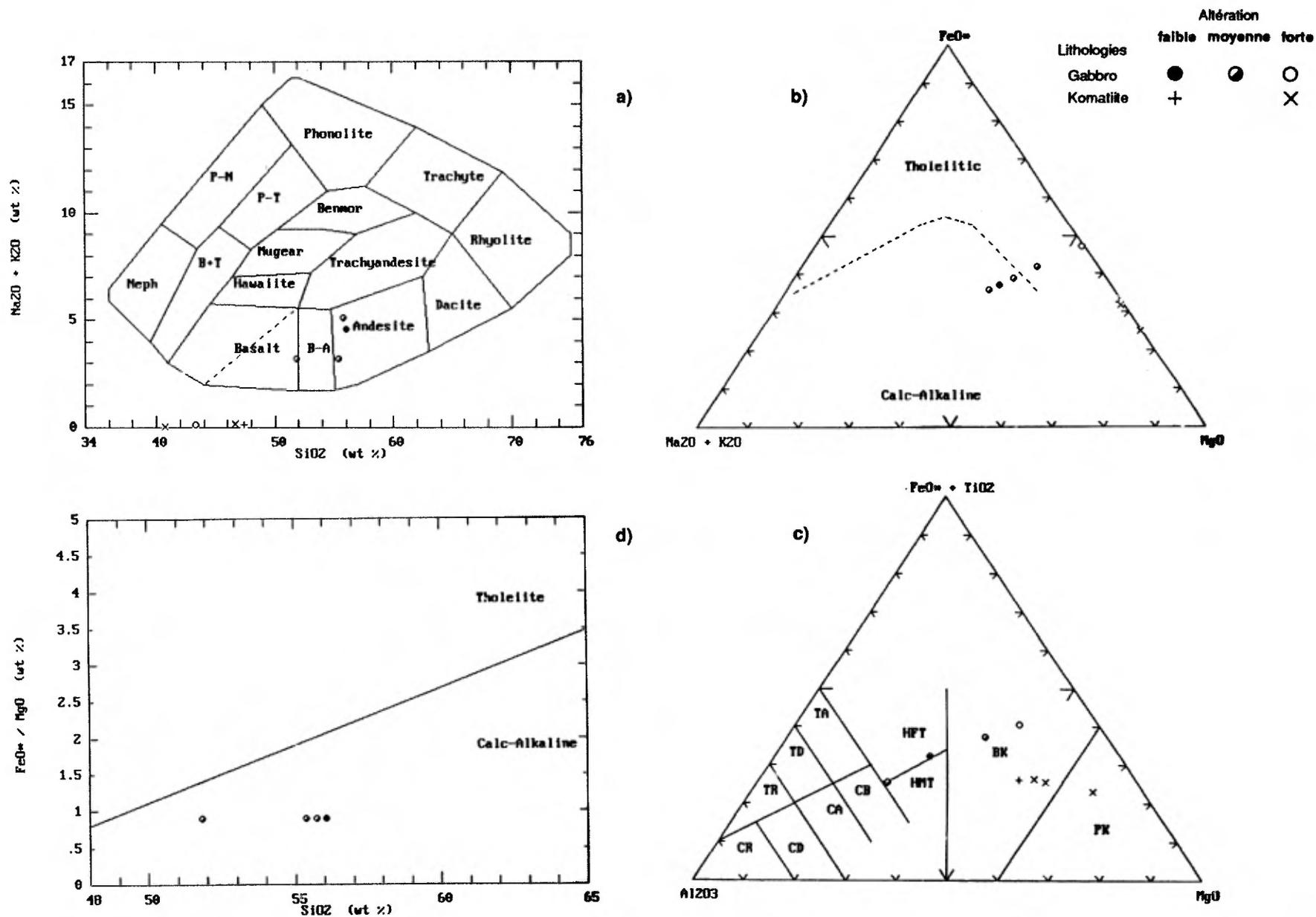


Figure 6: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du complexe de Lanau dière (unité 2): a) alcalis vs SiO_2 (Cox *et al.*, 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO^*/MgO vs SiO_2 (Miyashiro, 1974).

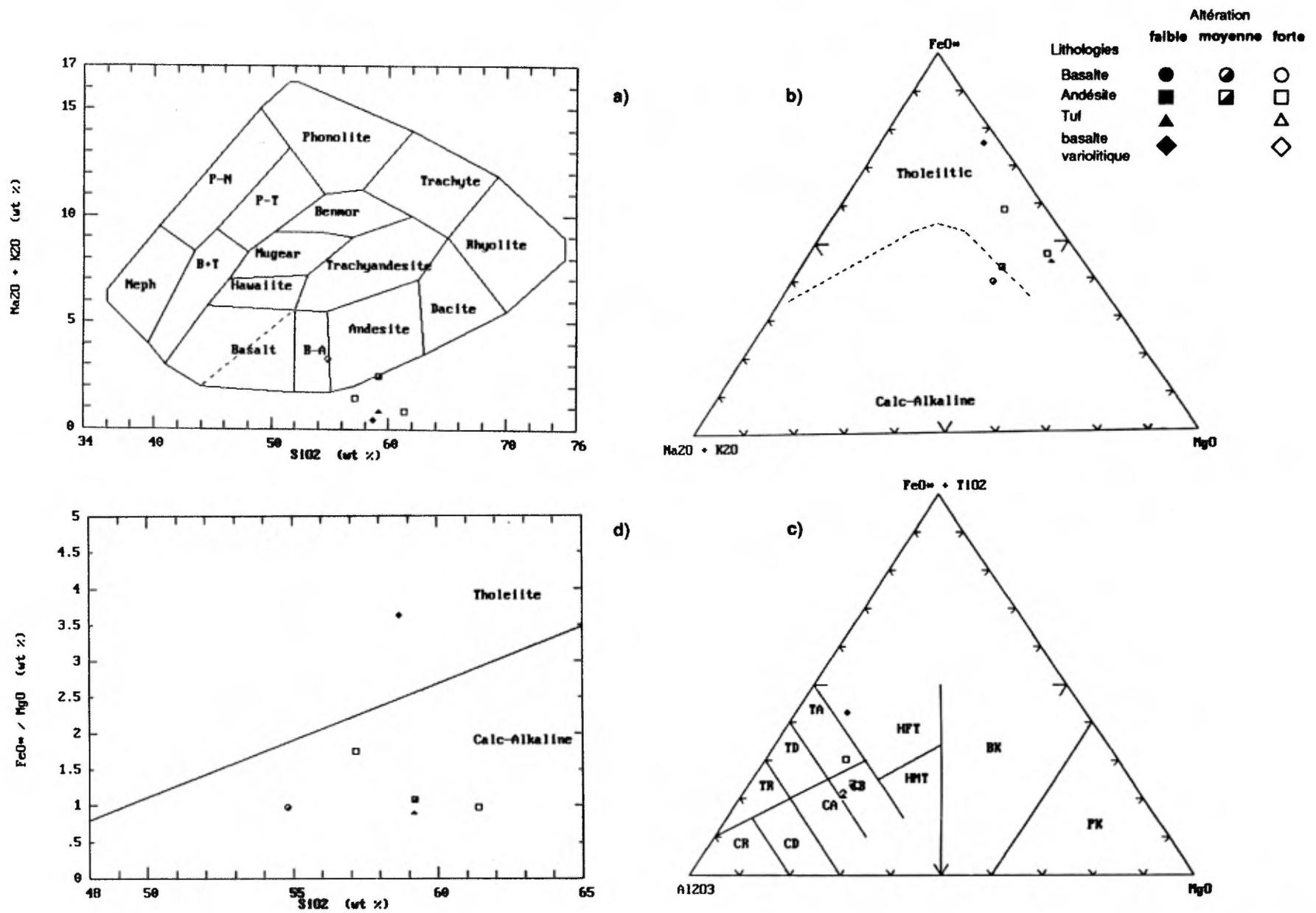


Figure 7: Diagrammes chimiques usuels des roches volcaniques du Groupe de Blake River: a) alcalis vs SiO_2 (Cox *et al.*, 1979), b) AFM (Irvine & Baragar, 1971), c) Jensen (1976), d) FeO^*/MgO vs SiO_2 (Miyashiro, 1974).

1974; Gélinas *et al.* 1977; Ludden & Gélinas, 1981). En effet, le complexe de Lanaudière et la Formation du ruisseau Deguisier se composent tous deux en majeure partie de tholéiites riches en fer, celles du complexe de Lanaudière ayant un rapport FeO^*/MgO plus élevés (figures 3 et 4). Cette caractéristique et la présence de roches plus différenciées (andésite et rhyolite) dans le complexe de Lanaudière peut suggérer que ces deux unités appartiennent à une même lignée tholéiitique ayant évolué par cristallisation fractionnée et où l'enrichissement en fer, représenté par les basaltes des unités du ruisseau Deguisier et de Lanaudière, est suivi d'un enrichissement en alcalis dans le Lanaudière.

Cette hypothèse est toutefois infirmée par la présence de basaltes moins différenciés ($\text{SiO}_2 < 47\%$) dans le complexe de Lanaudière que dans la Formation du ruisseau Deguisier (figures 3a et 4a), en plus de la présence des komatiites. Les diagrammes de Harker infirment également cette hypothèse alors que les éléments Fe_2O_3 , MgO , CaO et TiO_2 montrent des tendances distinctes pour les deux unités stratigraphiques. Le complexe de Lanaudière est plus enrichi en Fe_2O_3 , mais moins enrichi en MgO , CaO et TiO_2 pour une même teneur en SiO_2 (figure 8). Tous ces diagrammes illustrent la composition bimodale du volcanisme de l'unité 1 du complexe de Lanaudière (basaltes, andésites et rhyolites) avec une lacune de composition dans les termes intermédiaires ($60\% < \text{SiO}_2 < 70\%$).

Les diagrammes des éléments La et Y vs Zr montrent également des tendances distinctes. Le complexe de Lanaudière est plus enrichi en La, mais moins enrichi en Y; le diagramme Ce vs Zr montre une tendance similaire pour les deux unités (figure 9). Le diagramme Zr/Y vs Zr suggère que la cristallisation fractionnée est le processus dominant pour expliquer les variations chimiques dans la Formation du ruisseau Deguisier (Zr/Y constant; Treuil & Varet, 1973; Steinberg *et al.*, 1979). Au contraire, les basaltes et andésites du complexe de Lanaudière semble plutôt reliés par une droite inclinée (variation du rapport Zr/Y) suggérant ainsi un processus de fusion partielle. Selon ce diagramme, les rhyolites du complexe de Lanaudière pourrait être formées par cristallisation fractionnée des basaltes de la même unité. Cette étude préliminaire ne permet toutefois pas de préciser si le ruisseau Deguisier et le Lanaudière proviennent d'une source magmatique différente ou bien d'une même source avec des taux différents de fusion partielle.

Discussion

Ce traitement lithogéochimique préliminaire suggère que: 1) le complexe de Lanaudière et la Formation du ruisseau Deguisier sont deux unités stratigraphiques possédant des caractéristiques

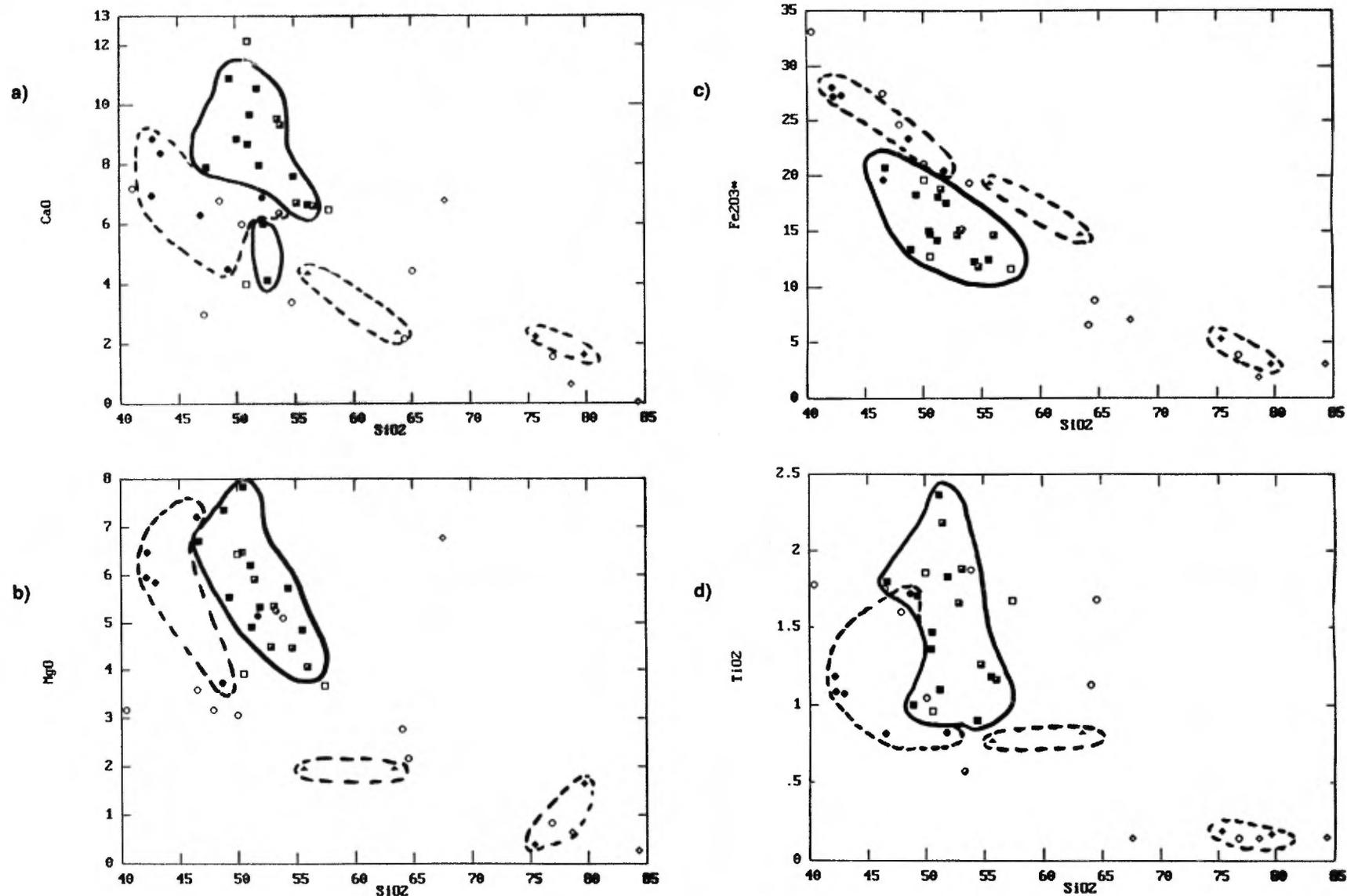


Figure 8: Diagrammes binaires (type Harker) des éléments majeurs des volcanites de la Formation du ruisseau Deguisier et du complexe de Lanaudière (unité 1):
 a) CaO vs SiO₂, b) MgO vs SiO₂, c) Fe₂O₃t vs SiO₂, d) TiO₂ vs SiO₂.

Lithologies	Alération		
	faible	moyenne	forte
Fm. du ruisseau Deguisier			
Basalte	■	◐	□
Complexe de Lanaudière			
Basalte	●	◑	○
Andésite	▲		△
Rhyolite	◆		◇

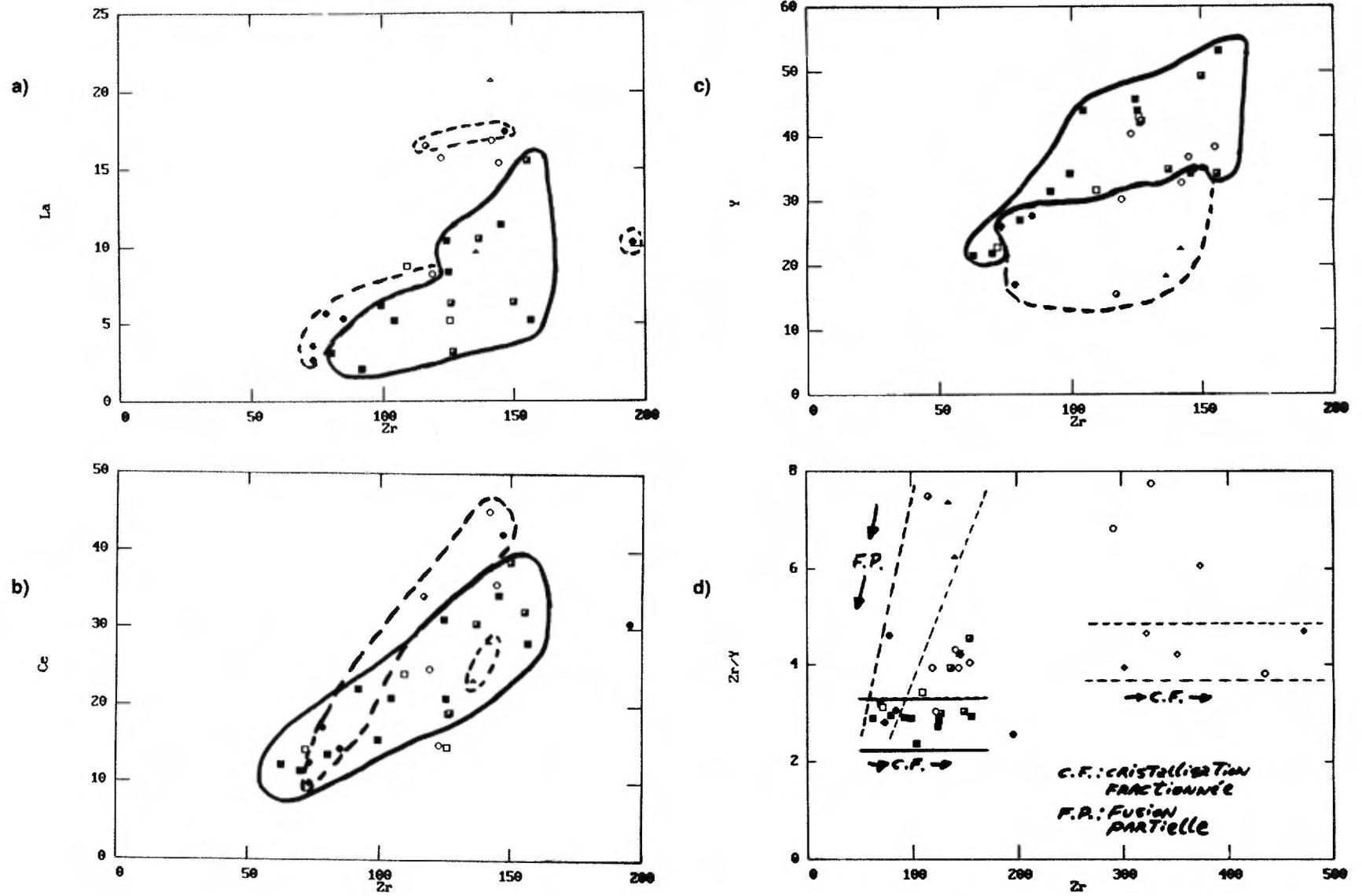


Figure 9: Diagrammes binaires de quelques éléments traces des volcanites de la Formation du ruisseau Deguisier et du complexe de Lanaudière (unité 1): a) La vs Zr, b) Ce vs Zr, c) Y vs Zr, d) Zr/Y vs Zr.

Lithologies	Altération		
	faible	moyenne	forte
Fm. du ruisseau Deguisier			
Basalte	■	◼	□
Complexe de Lanaudière			
Basalte	●	◐	○
Andésite	▲		△
Rhyolite	◆		◇

bien distinctes, et 2) le complexe de Lanaudière ne peut pas être dérivé de la Formation du ruisseau Deguisier par un processus simple de cristallisation fractionnée. Le complexe de Lanaudière ne représente donc pas une partie sommitale plus différenciée par cristallisation fractionnée à l'intérieur du Groupe de Kinojévis. Ces observations viennent donc appuyer la proposition de faire du complexe de Lanaudière une unité stratigraphique distincte et séparée de la Formation du ruisseau Deguisier. La poursuite de la cartographie et des analyses géochimiques supplémentaires dans le prolongement du complexe de Lanaudière à l'est de la route 101 seront nécessaires pour confirmer cette conclusion préliminaire et préciser les relations entre ce complexe et le reste du Kinojévis.

La comparaison du complexe de Lanaudière avec les autres unités lithostratigraphiques régionaux reste inconnue, surtout à cause du nombre limité d'analyses géochimiques de rhyolite, d'andésite et de komatiites. Il est par contre intéressant de noter que les assemblages lithologiques (basalte-andésite-rhyolite), la position intermédiaire entre les champs tholéïtiques et calco-alcalins (diagramme AFM) et la lacune de terme intermédiaire ($60 \% < \text{SiO}_2 < 70 \%$) de l'unité 1 du complexe de Lanaudière sont des caractéristiques également particulières au Groupe de Blake River (Gélinas *et al.*, 1984; Péloquin *et al.*, 1990). La présence de komatiites dans l'assemblage lithologique de l'unité 2 suggère par contre une comparaison avec le Groupe de Malartic.

MÉTAMORPHISME

Tout le secteur couvert montre un faciès métamorphique prehnite-pumpellyite selon Boivin (1974) et des faciès de sous-schistes verts à schistes verts inférieurs selon Powell *et al.* (1991). Nous avons observé la présence de la prehnite que dans le Groupe de Kinojévis, mais ceci peut s'expliquer par la préférence de la prehnite et la pumpellyite pour les brèches, les tufs, les laves amygdaloïdes (Boivin, 1974) que nous avons peu échantillonnés. L'étude en cours de Powell *et al.* (1991) montre que le métamorphisme régional est postérieur à la Formation de Duparquet et aux grandes structures.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Aperçu de la déformation

Le grain régional des unités est grossièrement est-ouest et la plupart des unités volcaniques du secteur sont quasi verticales avec une polarité vers le sud. Nous avons divisé la région en quatre domaines structuraux en fonction du grain tectonique de chacun. Du nord au sud, le domaine I correspond à une structure monoclinale dans la Formation du ruisseau Deguisier, le domaine II représente le coin tectonique du complexe de Lanaudière dominé par les failles, le domaine III correspond à l'ensemble plissé de la Formation de Duparquet et le domaine IV est associé au Blake River (figure 10). Nous avons subdivisé en sous-domaines pour faire ressortir des structures particulières. Le domaine III comprend 3 sous-domaines (IIIa à IIIc) qui montrent des orientations différentes de plissement et un sous-domaine (IIIId) correspondant un secteur très déformé où il est difficile de tracer des plis. Le domaine IV a été subdivisé en deux sous-domaines pour faire ressortir la charnière du synclinal de la structure monoclinale qui borde la faille de Porcupine-Destor. Les données structurales sont toutes présentées sur des stéréogrammes équiaires avec la projection dans l'hémisphère inférieur.

La déformation augmente rapidement en bordure de la faille de Porcupine-Destor et elle est plus intense dans le complexe de Lanaudière. Les roches sont marquées par une schistosité E-O à ENE, inclinée vers le sud, qui recoupe transversalement les plis dans le Blake River et dans le Duparquet. Les rares marqueurs d'une phase de plissement postérieur sont des plis mineurs en Z et fortement plongeants qui reprennent la schistosité et un clivage de crénulation local dans les zones de haute déformation. Les failles secondaires, abondantes et épaisses dans le complexe de Lanaudière, sont E-O à ENE et plus rarement ESE. Elles sont en partie antérieures à la faille de Porcupine-Destor puisqu'elles contrôlent la distribution du Duparquet et certaines affectent la faille de Porcupine-Destor. L'étirement est une fabrique importante dans les unités volcaniques bordant la faille de Porcupine-Destor. La linéation d'étirement dominante est fortement plongeante vers l'E et l'ESE et dans la faille de la Porcupine-Destor celle-ci plonge à 45° vers l'ESE. L'aplatissement prédomine dans le conglomérat de Duparquet. Les structures les plus tardives sont des veines de tension N-S et des failles NE et NO avec des mouvements respectivement senestre et dextre qui déplacent toutes les structures dont la Porcupine-Destor. Les zones de failles fragiles et ductiles affectent toutes les types de roches de la région, y compris les intrusions syénitiques et les sédiments de Duparquet, à l'exception des dykes de lamprophyres de la mine Duquesne.

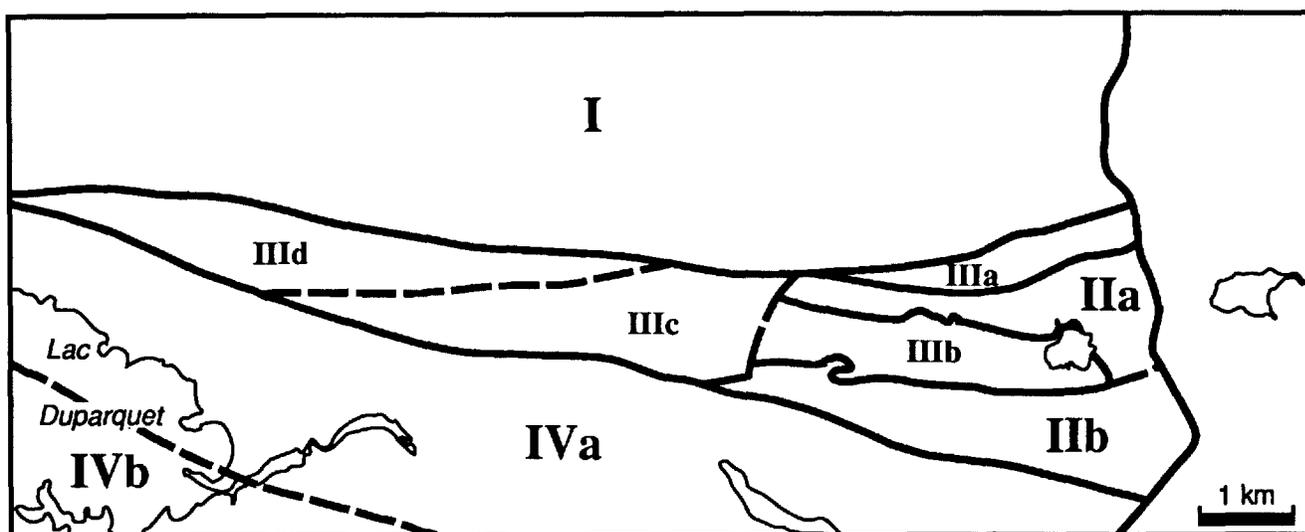


Figure 10: Localisation des domaines structuraux.

Déformation dans la Formation du ruisseau de Deguisier (domaine I)

Les roches de la Formation de Deguisier sont peu déformées, bien que le litage est abrupt. La polarité stratigraphique est constante vers le sud et les coulées sont orientées d'E-O à ENE (figure 11). La schistosité, orientée E-O, et la linéation d'étirement sont peu développées mais elle sont plus intenses à la limite sud de l'unité qui est une zone de faille séparant cette unité de la Formation de Duparquet et du complexe de Lanaudière. Localement, on observe quelques zones de coulées coussinées aplaties au milieu de la Formation du ruisseau Deguisier. Un seul pli, de taille métrique, a été observé dans cette unité. Il montrait une asymétrie en forme de Z avec un plan axial orienté \pm E-O et avec une forte plongée vers l'ouest ($278^{\circ} 81^{\circ}$). Cette structure monoclinale représenterait le prolongement du flanc nord du synclinal d'Abijévis (figure 3).

Déformation dans le complexe de Lanaudière (domaine II)

La déformation dans le complexe de Lanaudière est complexe et hétérogène dû à la présence de plusieurs réseaux de failles et au mélange de lithologies aux compétences contrastées. Il est fréquent de rencontrer des roches très déformées, adjacents à des roches où les textures primaires sont bien préservées. Les principales mesures de litage proviennent de la moitié nord (domaine IIa) où la déformation est bien moins intense que dans la moitié sud du complexe (domaine IIb). Dans la moitié nord du complexe, les strates sont quasi verticales et orientées d'ENE à NE (figure 11).

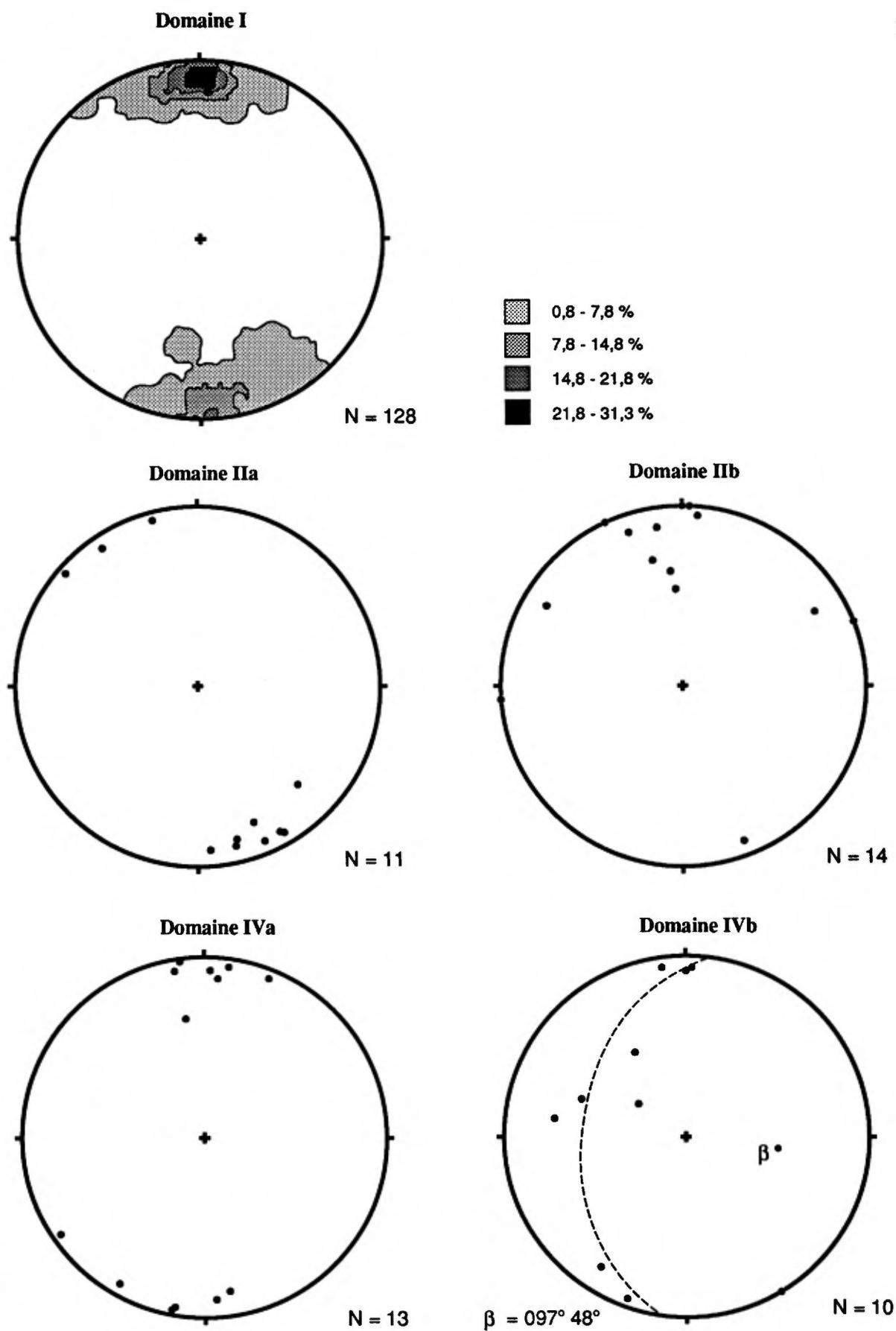


Figure 11: Stéréogrammes des pôles de litage des domaines I, II et IV.

Le changement de polarité dans les komatiites indiquent la présence d'un synclinal droit et serré dont le coeur est occupé par un gabbro et une zone de cisaillement. Dans la moitié sud du complexe, le domaine IIb, la distribution des lithologies est en grande partie contrôlée par les failles E-O, ENE et ESE. L'attitude du litage est plus variable due à ces failles et probablement à la présence de plis d'entraînement (figure 11). À part le synclinal dans la moitié nord, nous n'avons pas reconnu d'autres plis à l'échelle de la carte. Des plis décimétriques et métriques sont développés dans les zones de cisaillement. Ces plis, en général en forme de Z, reprennent toutes les lithologies et même le porphyre quartzo-feldspathique cisailé.

La foliation principale qui recoupe les roches du complexe de Lanaudière est un clivage espacé au millimètre ou une schistosité pénétrative mieux développée dans les zones de cisaillement. Cette fabrique change peu d'attitude en dehors des zones de haute déformation. L'attitude de la schistosité est similaire à celle des autres domaines (figure 13). Son orientation moyenne est de $077^{\circ} 80^{\circ}$ sur l'ensemble de la région. Dans la zone de faille Duquesne, la schistosité est reprise par un clivage espacé et orienté E-O dont la géométrie qui s'apparente à une fabrique C-S mais la linéation d'intersection est parallèle à la linéation d'étirement qui est abrupte (figure 14). La linéation d'étirement est bien développée dans les roches du complexe de Lanaudière, en particulier dans la moitié sud.

Il se pourrait que le complexe reposait sur une plaine de laves tholéiitiques que représente la Formation du ruisseau de Deguisier ou que tout ce complexe soit complètement allochtone au Groupe de Kinojévis. La relation entre la structure du complexe de Lanaudière et le prolongement vers l'ouest de la charnière du synclinal d'Abijévis est encore à préciser pour bien comprendre l'agencement structural.

Déformation dans la Formation de Duparquet (domaine III)

La structure de la Formation de Duparquet est dominée par le plissement. Les plis ont été définis par les changements d'attitude du litage mesuré dans les lits de grès à laminations parallèles et par les changements de polarité stratigraphique. La polarité était déterminée à l'aide de granoclassement dans le grès et de chenaux dans le conglomérat. La foliation principale dans la Formation de Duparquet est un clivage espacé qui devient un clivage très serré à la bordure sud et l'extrémité ouest de l'unité. Cette foliation n'est pas parallèle aux plans axiaux des plis régionaux et les recoupe transversalement. On observe qu'elle est plus intense dans les zones de charnière. Cette relation d'angle entre le clivage et le plan axial avait aussi été notée par Boivin (1974),

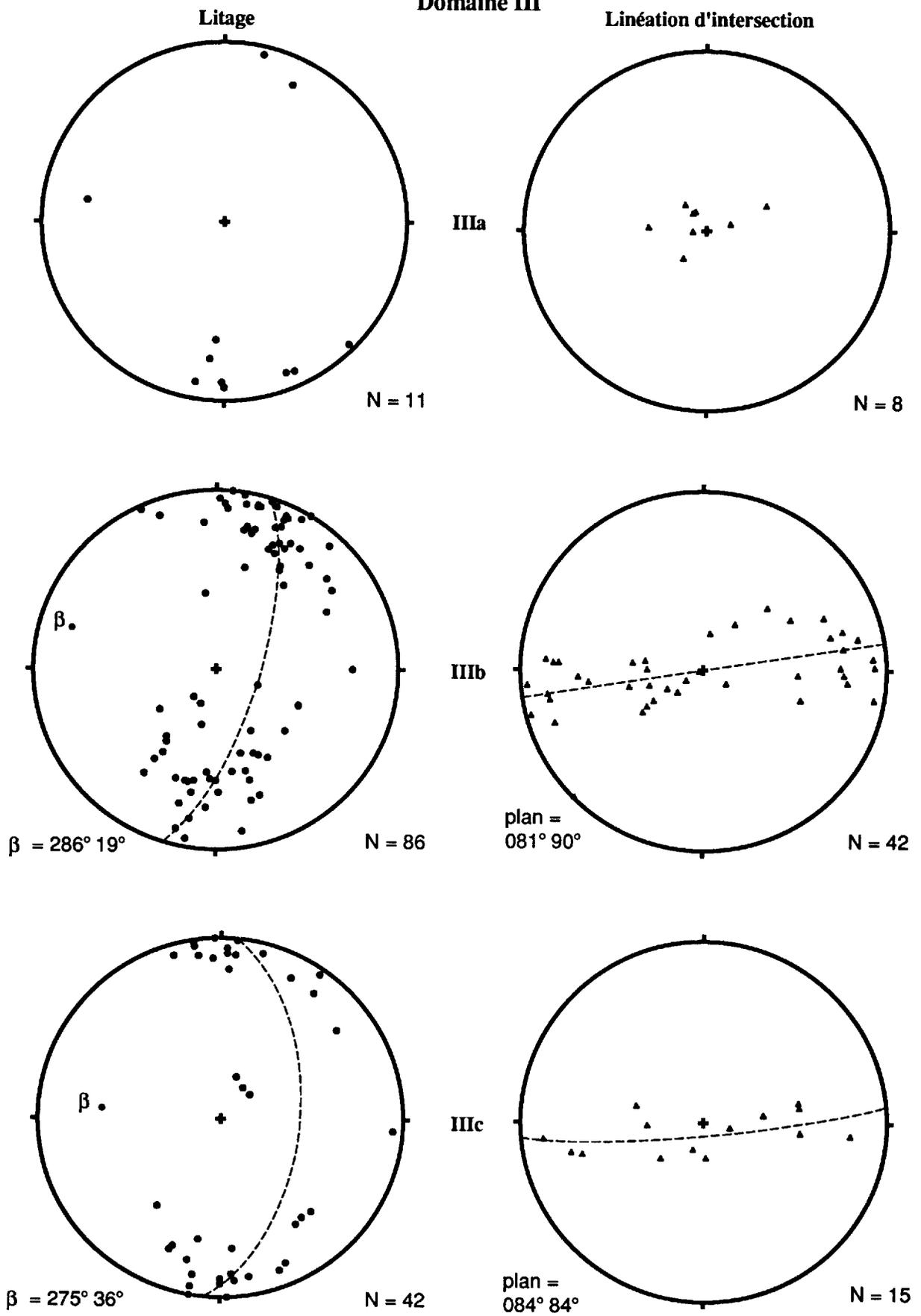


Figure 12: Stéréogrammes des pôles de litage et de la linéation d'intersection L_1^0 du domaine III.

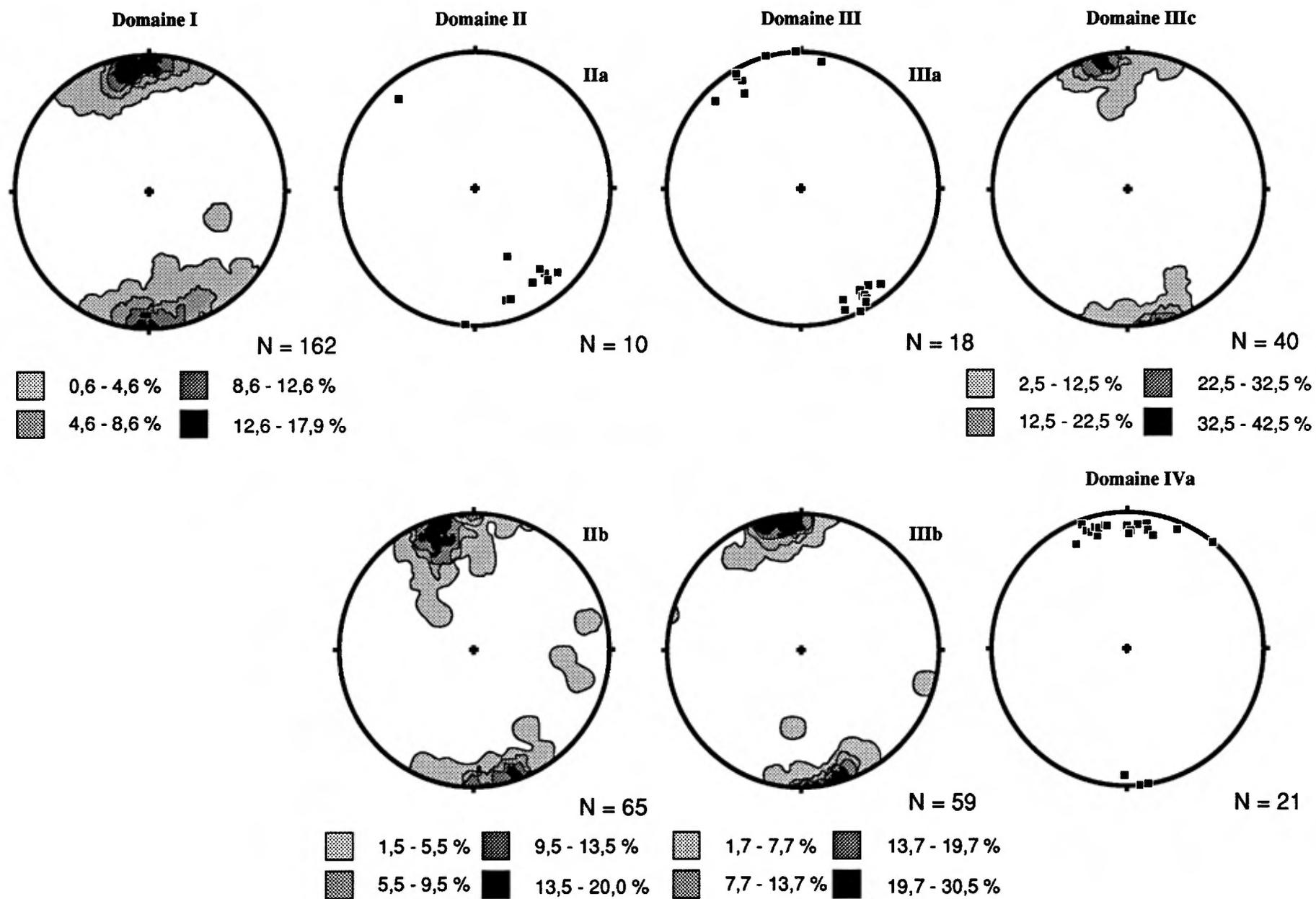


Figure 13: Stéréogrammes des pôles de la schistosité des domaines I à IV.

Bardoux *et al.* (1989) et Beaudry *et al.* (1991). Même dans les zones où le conglomérat est très aplati, le plan d'aplatissement montre une attitude similaire au clivage. La linéation d'intersection entre le clivage et le litage se distribue selon une ceinture correspondant au plan du clivage et ne concorde pas avec le pôle défini par les ceintures de plissement du litage (figure 12). Ceci indique que le clivage est nettement postérieur au plissement. De plus, on observe des plis mineurs en Z tardifs et fortement plongeants dans les zones plus déformées qui reprennent le litage et la schistosité.

L'aplatissement domine dans les sous-domaines IIIb et IIIc alors que dans les deux autres sous-domaines situés au nord, la déformation du conglomérat est plus intense et l'étirement est bien marqué. Dans ce sous-domaine IIIId, on observe un clivage de crénulation, orienté SSO, moyennement incliné (34° à 46°) vers l'OSO, que nous n'avons pas vu ailleurs. L'attitude de la linéation d'étirement varie de peu plongeante vers l'est à la verticale à l'intérieur des sous-domaines (figure 14).

Dans le sous-domaine IIIa, les plis sont décamétriques, orientés vers l'ENE et déversés vers le sud et les failles sont parallèles aux flancs des plis. Le sous-domaine IIIb correspond au synclinal kilométrique du lac Lanaudière, orienté ONO. Ce pli est légèrement déjeté vers le nord et plonge en moyenne à 19° vers l'ouest (figure 12). Le flanc nord de ce pli montre un pendage de 80° vers le sud et le flanc sud, bordé par la zone de faille Duquesne, est incliné à une cinquantaine de degré vers le nord. Dans sa partie orientale, le synclinal montre une double plongée qui correspondrait l'effet d'une paléotopographie irrégulière sous le conglomérat. Dans le sous-domaine IIIc, les plis se réorientent selon une direction E-O, deviennent plus serrés et plus plongeants d'est en ouest, de $275^{\circ} 36'$ à $252^{\circ} 63'$, probablement à cause de la proximité de la faille de Porcupine-Destor. Le manque d'affleurement dans la partie centrale ne permet pas de bien relier les plis dans les sous-domaines IIIb et IIIc.

Déformation dans le Groupe de Kewagama

Les affleurements du Groupe de Kewagama ne sont pas abondants. La structure des affleurements situés sous la ligne électrique au nord de Renault a été décrite par Lacroix & Landry (1991). Les changements de polarité indiquent des plis ESE. Ces affleurements sont recoupés par des réseaux de failles E-O et ESE qui montrent un mouvement dextre apparent, par des réseaux de failles NE-SO et par un clivage de crénulation, "S2", orienté ENE avec un pendage moyen à fort vers le SE, associé à des petits plis en Z (Lacroix & Landry, 1991). Sur les autres affleurements

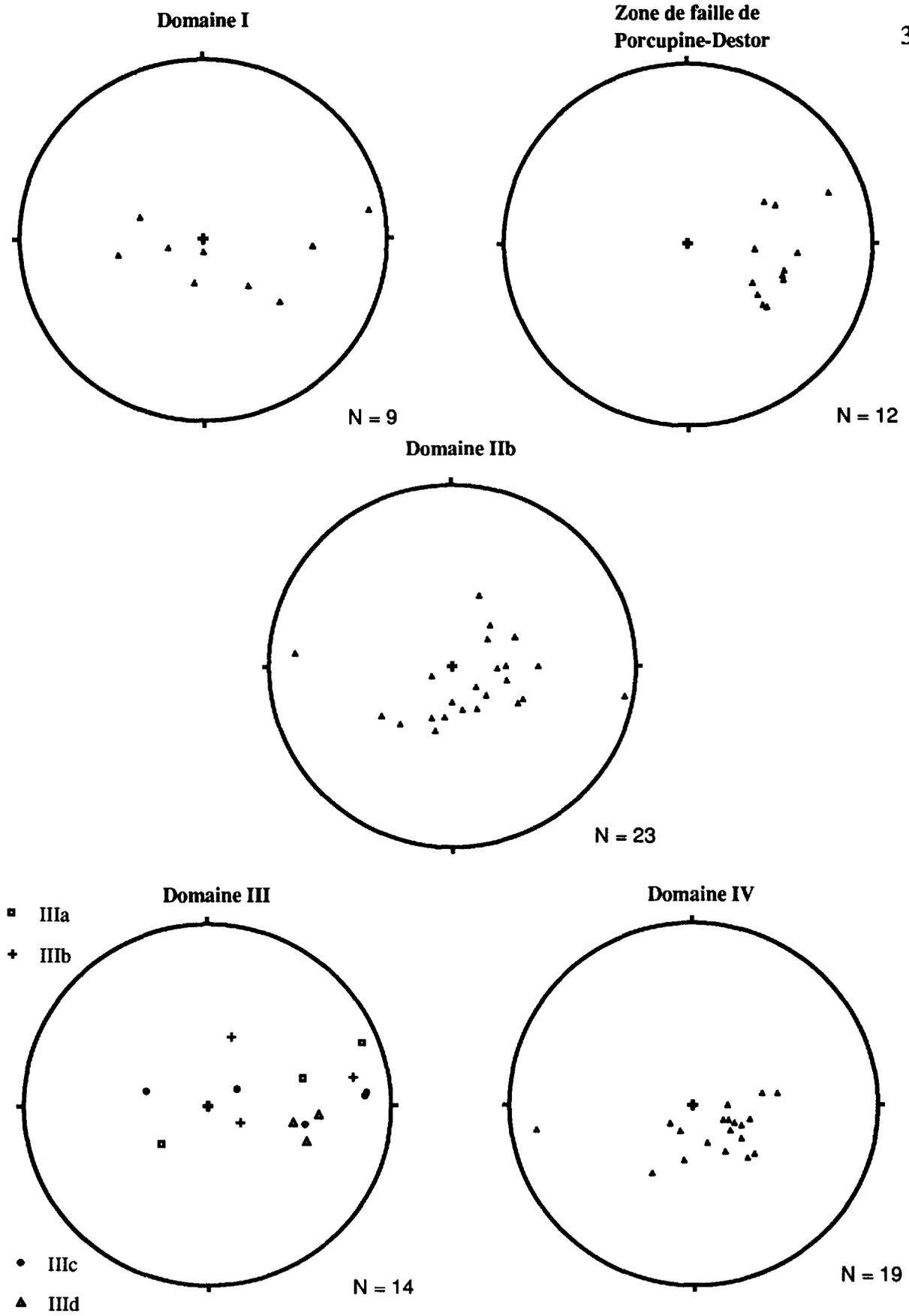


Figure 14: Stéréogrammes de la linéation d'éirement des domaines I à IV et de la zone de faille de Porcupine-Destor.

situés plus à l'ouest, la déformation est plus intense, les structures primaires sont peu préservées, la foliation principale est \pm E-O et elle est aussi recoupée par un clivage ENE.

Déformation dans le Groupe de Blake River (domaine IV)

L'ensemble du Groupe du Blake River de la région est peu déformé et la déformation augmente vers la faille de Porcupine-Destor. Le litage a été mesuré à partir de chambres de quartz dans les laves coussinées, de tufs laminés et des horizons de brèches de coulées. La polarité était déterminée à l'aide de la forme des coussins et de l'agencement des coulées. La foliation qui recoupe le litage est un clivage espacé qui devient plus serré vers la faille de Porcupine-Destor. Les volcanites coulées sur la faille de Porcupine-Destor sont transformées en un schiste à chlorite marqué par un schistosité pénétrative. L'orientation de cette foliation ne diffère pas de celle des autres domaines (figure 13). La linéation d'étirement est bien définie par l'allongement des varioles qui montrent une augmentation de l'allongement en s'approchant de la faille de Porcupine-Destor et de la faille séparant la séquence variolitique de la séquence andésitique plus au sud. Cette linéation est abrupte et plonge vers l'ESE (figure 14).

Le litage et les changements de polarité permettent de définir dans cette partie du Groupe de Blake River, du nord au sud, une structure monoclinale parallèle à la faille de Porcupine-Destor, un pli asymétrique en Z, plongeant fortement vers l'ESE, puis un synclinal régional, droit, orienté ESE et plongeant à une cinquantaine de degrés vers l'est (figure 11). Le pli asymétrique, situé au ONO du lac Destor, est peut-être un pli parasite du synclinal régional. La charnière du synclinal comprend plusieurs plis parasites définis par les changements de polarité sur les îles du lac Duparquet. Ce pli ne montre pas de schistosité de plan axial. L'absence d'unités variolitiques dans la charnière et sur le flanc sud de ce pli suggère que la structure monoclinale au nord est séparée du synclinal par une faille longitudinale. Les écarts des pôles du litage par rapport au grand cercle sont attribués à la présence de failles fragiles observées sur les îles du lac Duparquet (figure 11).

Failles

La région étudiée comprend plusieurs réseaux de failles ductiles et fragiles. Graham (1954) est le premier à reconnaître les différents réseaux de failles où il y voyait principalement des déplacements dextres le long des failles E-O et SE. Il avait aussi reconnu le réseau tardif des failles conjuguées NNE et NNO.

La faille la plus importante de la région est la faille de Porcupine-Destor. Cette faille affleure peu et elle a été surtout délimitée à l'aide des nombreux forages qui la recourent. La faille est orientée ESE et son pendage, vers le sud, varie de 50° à 80° (Graham, 1954). C'est une zone d'une épaisseur variant de 15 à 200 m de mélange de schistes à chlorite, à talc, à séricite et à carbonates qui montre des évidences de déformation ductile et d'intense bréchification avec des injections de veines de quartz et de carbonates (Graham, 1954; Bardoux *et al.*, 1989). Cette zone est caractérisée par la présence de lentilles de komatiites tout le long de son tracé qui sont transformés en schiste à talc où les spinifex sont parfois préservés. L'altération principale observée dans la zone de faille est une carbonatation (Bardoux *et al.*, 1989). En affleurement, les volcanites du Blake River collées sur la zone de faille sont transformées en un schiste à chlorite, l'étirement des varioles augmente nettement vers la faille et les sédiments du Kewagama sont fortement transposés. L'agencement d'une linéation étirement fortement plongeante dans le compartiment supérieur à la faille et de son attitude parallèle à la structure monoclinale du Blake River suggère que le mouvement principal de cette portion de la faille de Porcupine-Destor est grossièrement vertical. La faille aurait chevauché les groupes de Kewagama et de Blake River sur le complexe de Lanaudière et la Formation de Lanaudière. L'obliquité de la linéation d'étirement vers l'est dans la zone de faille (figure 14) suggère une composante dextre en système de compression. La faille de Porcupine-Destor est probablement une faille inverse doublée d'un décrochement dextre comme l'avait noté Boivin (1974). Le mouvement dextre résulte peut-être d'une composante résiduelle produite par un transport principal vers le N et le NNO sur une surface ESE inclinée vers le SSO.

Les failles secondaires sont abondantes dans le complexe de Lanaudière et elles sont orientées E-O à ENE, parfois ESE et plus rarement NE. Ces failles se séparent en trois ensembles: les failles au nord du lac Lanaudière, les failles au sud du lac Lanaudière et les failles du secteur de la mine Duquesne.

Les failles au nord du lac Lanaudière comprennent les failles bordant le bras nord de la Formation de Duparquet et les failles du secteur du village de Duparquet qui recourent et bordent les intrusions syénitiques. Ces failles sont \pm E-O et deviennent ENE vers l'est. Elles sont inclinées à 70°-80° vers le nord (Graham, 1954) et elles sont souvent parallèles au litage déversé de la Formation du ruisseau Deguisier. Les indicateurs cinématiques sur le terrain indiquent un mouvement dextre important (Beaudry *et al.*, 1991). Ces failles sont probablement des failles de décrochement dextre qui pourraient avoir déplacé tout le bras nord de la Formation de Duparquet vers l'est. Celui-ci ne serait donc plus en position originelle. La présence de sédiments similaires à ceux du Kewagama au nord de la faille de Porcupine-Destor dans le secteur de la mine Beattie

pourrait s'expliquer par un décrochement dextre recoupant la faille de Porcupine-Destor. Ces failles seraient donc postérieures à la faille de Porcupine-Destor.

La faille la plus importante située au sud du lac Lanaudière est la zone de faille Duquesne. Cette zone de déformation est hétérogène et elle est plus large que la zone de faille de Porcupine-Destor. Elle comprend plusieurs failles ENE qui se joignent à la branche principale orientée E-O et inclinée à 80° vers le sud. Les failles ENE sont abruptes avec des pendages inclinés soit vers le nord ou le sud. Cette zone est caractérisée par une forte transposition des lithologies et le développement d'un clivage espacé reprenant la schistosité qui s'apparente à une structure C-S (C = le plan de cisaillement, S = la schistosité). La géométrie de cette fabrique ne concorde pas avec l'attitude de la linéation d'étirement abrupte de ce secteur. Celle-ci devrait être peu plongeante et perpendiculaire à la linéation d'intersection des plan C et S. Ce n'est pas le cas car les deux linéations sont \pm parallèles. Cette relation ambiguë suggère que la linéation d'étirement n'est pas reliée à cette fabrique C-S et qu'elle est peut-être antérieure ou que le clivage espacé n'est qu'un clivage de crénulation tardif. Une étude détaillée de la cinématique de certaines de ces failles (Beaudry, comm. personnelle) et nos observations de terrain indiquent que ces failles montrent des mouvements complexes verticaux. Des déplacements dextres sont indiqués par des déplacements apparents de contact, de l'ordre de 300 m dans certains cas, par les plis asymétrique en Z et la relation antihoraire entre le clivage espacé et la schistosité. Une partie de ces failles seraient contemporaines au bassin puisqu'elles bordent une brèche de talus à la base de la Formation de Duparquet et elles auraient jouées comme des failles normales limitant le flanc sud du bassin et du fait même les sédiments pourraient recouvrir celles qui passent sous le bassin. Elles sont antérieures au dernier mouvement de la faille de Porcupine-Destor puisqu'on ne les retrouve pas au sud et qu'elles n'ont pas transposés de sédiments de Kewagama ni de volcanites du Blake River. Ces failles, originellement normales, auraient rejouées en failles inverses puis dextres à la suite de la compression exercée lors de la juxtaposition des groupes de Blake River et de Kewagama sur le complexe de Lanaudière.

Les failles du secteur de la mine Duquesne sont orientées E-O et ESE. Elles limitent les komatiites de ce secteur du reste du complexe de Lanaudière. Les observations de terrain et l'agencement des lentilles minéralisées dans la mine Duquesne suggèrent un mouvement inverse important. Ces failles, des subsidiaires à la faille de Porcupine-Destor, pourraient limiter un copeau du Groupe de Malartic transporté lors du chevauchement des groupes de Kewagama et de Blake River.

Les failles fragiles, marquées par des plans striés, sont développées sur toute la région. Ils sont bien visibles sur les grands affleurements du long de la route 101. Ils forment des réseaux conjugués et orientés NE à NNE et NO à NNO, avec des rejets sont respectivement senestres et dextres. Dans la rivière Duparquet, à l'ouest du secteur étudié, une faille NO déplace de façon dextre la faille de Porcupine-Destor sur 600 m. Dans le secteur de la mine Duquesne, le réseau NE déplace systématiquement la minéralisation de façon senestre (Yolande Brisson, comm. personnelle).

Discussion

La structure de cette région est complexe. La relation entre les différentes unités n'est pas encore tout-à-fait éclaircie. Il ressort qu'on peut décomposer cette région en trois domaines importants qui sont 1) la structure monoclinale de la Formation du ruisseau de Deguisier correspondant au flanc nord du pli régional d'Abijévis, 2) l'ensemble plissé des groupes de Kewagama et de Blake River, transporté le long de la faille de Porcupine-Destor sur 3) l'ensemble faillé et plissé du complexe de Lanaudière et de la Formation de Duparquet formant un coin entre les deux précédents.

L'absence de schistosité de plan axial dans les plis des différentes unités et le manque de structure de recoupement ne permettent pas de bien établir une chronologie de plissement. La schistosité et le clivage dans les différentes unités ne montrent pas de changement d'attitude notable, ce qui pourrait suggérer que cette fabrique est tardive. La présence de la discordance d'érosion sous la Formation de Duparquet et le fait que le pli dans les komatiites au nord du lac Lanaudière n'affecte pas le flanc nord du synclinal dans cette formation implique que ce pli est antérieur à la Formation de Duparquet. De plus, l'absence de plissement dans les volcanites de Lanaudière dans le prolongement du synclinal dans la Formation de Duparquet suggère que ces volcanites étaient en grande partie verticalisées pour ne pas montrer l'influence évidente de ce plissement. Ces deux faits montrent qu'il y a eu dans la région au moins deux phases de plissement séparées dans le temps par une période d'érosion.

Les observations de terrain ainsi que la géométrie à l'échelle de carte montrent que les différents réseaux de failles ont une cinématique différente qu'il ne faut pas à tout prix essayer de les relier ensemble et d'en faire de simples failles subsidiaires de la faille de Porcupine-Destor. On peut séparer ces failles en trois ensembles qui sont 1) des failles antérieures à contemporaines à la formation du bassin de Duparquet qui montrent à la fois des mouvements verticaux et horizontaux

qui sont le produit de plusieurs jeux (faille Duquesne), 2) la faille de Porcupine-Destor qui pourrait être plus large qu'elle ne l'est représentée si des lentilles de komatiites appartiennent au Groupe de Malartic plutôt qu'au complexe de Lanaudière et 3) les failles E-O de décrochement dextre au nord du village Duparquet qui sont en partie postérieures à la faille de Porcupine-Destor. Les failles NE et NO sont tardives car elles affectent toutes les lithologies et les structures.

La succession des événements tectoniques principaux se résume comme suit: 1) formation des grands plis tel le synclinal d'Abijévis et le redressement des strates du complexe de Lanaudière; 2) extension N-S locale lors de la formation d'un bassin du Duparquet; 3) compression régionale, plissement de la Formation de Duparquet et mouvement oblique inverse et dextre vers le N et le NNO des groupes de Kewagama et de Blake River et réactive les failles du complexe de Lanaudière, 4) mouvement de décrochement dextre (failles du secteur de la mine Beattie) qui affectent la faille de Porcupine-Destor et 5) compression N-S avec des failles NE et NO.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction et historique

La minéralisation aurifère est la principale ressource minérale qui fut exploitée dans la région. Toutes les minéralisations importantes ont été trouvées en bordure ou au nord de la faille de Porcupine-Destor. La minéralisation aurifère principale se retrouve dans des zones de fort contraste de compétence où les roches sont bréchifiées et altérées. La silicification est l'une des altérations la plus souvent reliée à la minéralisation aurifère de la région et il y a peu de minéralisation associée à de belles veines de tension. La carbonatation est présente avec la minéralisation, mais comme l'avait souligné Graham (1954), les zones carbonatées de la région sont souvent très attrayantes pour l'exploration, mais elles sont souvent stériles. La pyrite, le principal sulfure, n'excède que rarement 20 % des zones minéralisées. Le secteur compte 10 gîtes minéraux et gisements répertoriés dans la région (carte des gîtes minéraux, 32 D, MER, 1990) et une soixantaine d'indices de teneurs aurifères supérieures à 1 g/t (figure 15, hors texte). L'information a été recueillie des travaux statutaires et l'emphase a été mise sur les travaux soumis après 1982. De plus, les échantillons anomaux, prélevés durant l'été 1990 lors de ce projet, ont aussi été localisés. Chaque point représente une station qui peut comporter plusieurs teneurs anormales provenant de forages ou d'échantillons voisins. Les stations sont numérotées d'ouest en est sur la carte et la liste des teneurs et de leur provenance est présentée en annexe.

Le premier indice de la région a été trouvé en 1910 sur une île du lac Duparquet et la première exploitation minière, la mine Beattie (32D/11-19), remonte aux années trente. La mine Beattie fut la plus importante exploitation de la région. La minéralisation provenait de zones silicifiées et bréchifiées qui contenaient moins de 10 % sulfures: de la pyrite et de l'arsénopyrite très fines (Davidson & Banfield, 1944). Les zones minéralisées sont aussi séricitisées et carbonatées et l'intrusion syénitique montre une altération potassique. La lentille principale était située dans une zone de cisaillement E-O dans des sédiments coincés entre les volcanites du Kinojévis et l'intrusion syénitique. Une deuxième lentille était située sous la syénite, au contact avec les volcanites et d'un peu de sédiments. De l'ensemble des mines Beattie, Donchester et Central Duparquet, 9 658 198 tonnes métriques de minerai à une teneur récupérée de 3,71 g/t (récupération de 75-81%) ont été extraites entre 1933 et 1956 (*Survey of Mines*, Financial Post, 1957, p.259; Rap. annuel du Service des mines de Québec, 1933 à 1936; L'industrie minière et la statistique de la province de Québec, Service des mines de Québec, 1937 à 1957). Le trioxyde d'arsenic et l'argent y étaient extraits comme sous-produit. La mine Donchester (32D/11-20), située 1,5 km à l'est de la mine Beattie, a

été découverte lors de travaux d'exploration souterrain effectués à partir des galeries de la mine Beattie. La minéralisation de la mine Donchester, plus riche (9,26 g/t), était logée dans une zone de cisaillement E-O qui recoupe des volcanites et des dykes syénitiques au sud de l'intrusion syénitique principale (Graham, 1954).

Le deuxième secteur aurifère de la région, le secteur de la mine Duquesne (32D/06-16), est situé à l'extrémité est de la carte hors texte. Le contexte géologique de celui-ci est différent de celui de la mine Beattie. La minéralisation aurifère est logée dans des zones cisillées, souvent au contact de dykes porphyriques et des komatiites. Les altérations principales sont une pyritisation et une silicification intenses, accompagnées d'une carbonatation et d'une hématisation (Couture & Pilote, 1990). La quantité de pyrite y est aussi plus grande et il n'y a pas d'arsénopyrite. Le tonnage est plus faible que celui de la mine Beattie, mais les teneurs sont beaucoup plus grandes. 81 880 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 10,46 g/t ont été extraites de 1949 à 1952 (*Survey of Mines, Financial Post, 1957, p.259*). Depuis 1988, la compagnie Ressources minières Radisson a repris la mise en valeur de la mine en effectuant une exploration souterrain et en développant de nouveaux chantiers. Au cours de l'année 1990, 17 582 tonnes de minerai à une teneur récupérée de 9,53 g/t furent usinées. Les réserves de la mine en 1990 étaient estimées à 17 899 tonnes de minerai cassées à une teneur de 7,7 g/t, à 19 577 t à 10,8 g/t de minerai prouvé et à 153 732 t à 8,3 g/t de minerai probable (Rap. annuel 1990, Ressources minières Radisson).

Échantillonnage de l'été 1990

Une cinquantaine d'échantillons, prélevés sur des zones minéralisées en sulfures et sur des indices connus, ont été analysés pour les différents métaux précieux et de base. Treize échantillons ont montré des teneurs anormales en or (>1 ppm) ou en argent (≥ 10 ppm) et les teneurs sont présentées dans le tableau IV. Ces échantillons sont localisés sur la figure 2 hors texte par des numéros de 1 à 13, ordonnés d'ouest en est.

Le premier échantillon est un bloc recueilli sur le site de la mine Beattie. C'est une roche grise complètement silicifiée, bréchique, contenant moins de cinq pour-cent de pyrite et recoupée par des veinules de quartz. Le protolite de cette roche est méconnaissable.

Tableau IV: Analyses chimiques des éléments, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, U et W des échantillons anomaux en Au ou en Ag. (figure 2)

		Au	Ag	As	Cu	Pb	Zn	Sb	U	W
	No CRM	ppm	ppm	ppm						
1	90-34237	3,50	2,0	2600	41	4	30	35,0	0,5	18
2	90-34226	2,30	<0,5	140	61	6	111	13,0	0,9	26
3	90-34234	1,50	<0,5	360	60	7	68	19,0	2,6	40
4	90-34235	6,40	2,0	730	168	14	73	39,0	3,2	24
5	90-34236	3,50	1,0	530	50	8	98	11,0	1,3	56
6	90-34336	1,40	<0,5	300	43	51	93	24,0	8,5	40
7	90-34227	7,00	11,0	970	205	6	70	64,0	4,2	28
8	90-34228	2,80	13,0	440	186	22	166	81,0	4,3	21
9	90-34231	15,00	27,0	550	1500	106	1100	240,0	0,3	10
10	90-34246	1,70	10,0	38	52	43	24	36,0	2,0	11
11	90-34249	0,11	10,0	19	20	14	43	0,9	2,0	8
12	90-34223	1,80	336,0	920	7200	87	41	3400,0	3,7	22
13	90-34229	36,00	13,0	2500	332	7	71	220,0	0,9	9

CRM: Centre de Recherche Minérale

ppm = g/t

Les échantillons 2, 3, 4 et 5 proviennent d'un même affleurement, situé sur le côté est de la route 393, juste au nord du village de Duparquet, entre les mines Beattie et Donchester qui comprend une intercalation de volcanites, de syénite et de conglomérat, tous fortement altérés et cisailés. La syénite a été reconnue grâce à la présence de phénocristaux de feldspath et à la coloration au cobaltinitrate de sodium. L'échantillon 2 a été prélevé dans la partie sud de l'affleurement dans une zone silicifiée grise de 30 cm qui contenait moins de 10 % de pyrite finement disséminée et en veinules. Cette zone est logée dans une syénite aphanitique et localement porphyrique. La syénite montre une forte hématisation et une carbonatation. Les échantillons 3 (veine uniquement) et 4 (veine et éponte) proviennent d'une zone silicifiée et pyriteuse (20 % de pyrite fine), dans un cisaillement de 15 cm d'épaisseur, au contact de la bande centrale de syénite et d'une volcanite complètement séricitisée et schisteuse, de couleur crème avec une patine orangée due à l'ankérite. L'échantillon 5 a été pris, à l'extrémité nord de l'affleurement, au contact d'une volcanite et d'un conglomérat dans une zone silicifiée et séricitisée de 20 cm d'épaisseur.

L'échantillon 6 a été prélevé sur les décapages adjacents à l'ancien puits du gisement de Central Duparquet (32D/11-20) dont l'exploitation a débuté en 1937 sur cinq niveaux (Graham, 1954). La minéralisation de la mine suivait une zone de cisaillement dans un mélange de roches mafiques et de syénite et les valeurs aurifères variaient de 5,14 à 9,6 g/t. En affleurement, on

reconnaît un gabbro, une volcanite mafique, trop foliée pour bien reconnaître le protolite et une syénite porphyrique. Le gabbro et la volcanite sont fortement carbonatés, séricitisés et foliés. Les roches sont recoupées par une zone de faille ductile d'orientation E-O à ENE, reprise par deux réseaux de faille fragile d'orientation NE et ENE et ayant un rejet oblique, normal et senestre pour le réseau NE et un rejet dextre pour le réseau ENE. La zone de minéralisation principale est logée dans un schiste gris à séricite-ankérite-chlorite-quartz, contenant de 5 à 10 % de pyrite finement disséminée. Elle est située au contact entre le gabbro et la volcanite mafique dans la zone de déformation ductile.

Les échantillons 7 et 8 proviennent d'un indice découvert par la société minière canadienne Gold Fields en 1980 et non répertorié au MER comme fiche de gîte. Il est situé dans une zone de volcanites mafiques, schisteuses et fortement ankéritisées. Les volcanites sont recoupées par un dyke porphyrique et potassique, des veines de quartz et des zones plus ductiles avec peu de veines. La veine de quartz principale, de 5 à 10 cm d'épaisseur, est abrupte et orientée E-O. Les veines de tension, plus minces et orientées ESE, se rattachent à la veine principale. La minéralisation, de la pyrite fine (5 à 40 %), est développée de 5 à 20 cm aux épontes des veines et elle est plus riche à l'intersection des zones de cisaillement et des veines.

L'échantillon 9 a été pris sur le site du gisement de Golconda (32D/06-13), à deux cents mètres au sud de la route 393, à l'intérieur d'une ancienne tranchée. La minéralisation est logée dans des veines de quartz-calcite-chlorite-pyrite au contact d'un porphyre quartzo-feldspathique et d'un basalte. La pyrite, fine et grossière dans la veine et les épontes, représente moins de 10 % de l'échantillon analysé. La teneur en or n'était que de 0,23 ppm dans un échantillon carbonaté et pyritisé de l'éponte sans veine. Le gisement de Golconda a été découvert en 1938. Plus de 15 000 m de forages ont déjà été effectués dans ce secteur et deux estimations différentes ont établi des réserves de 408 000 t à une teneur de 6,17 g/t d'or (The Northern Miner, 23 juillet 1981, p. 4) et de 222 762 t à une teneur de 2,69 g/t d'or (Tanguay, 1981). Les teneurs aurifères et argentifères sont très variables dans ce gisement : de 8,23 à 195,11 g/t pour l'or et de 37,03 à 239,34 g/t pour l'argent (Fiche de gîte: 32D/06-13).

L'échantillon 10 provient d'un affleurement situé en bordure de la zone de faille Duquesne, au sud du lac Lanaudière. La roche encaissante est le porphyre quartzo-feldspathique, cisailé et altéré en séricite et en ankérite. Le porphyre est recoupé par des veinules de quartz et d'ankérite qui suivent le cisaillement orienté E-O. La pyrite est disséminée et représente moins de 5 % de la roche.

L'échantillon 11, anomal en argent, est aussi situé dans la zone de faille Duquesne, au sud du conglomérat de Duparquet. Dans ce secteur, l'alternance de porphyre, de rhyolite et de gabbro est grande sur une courte distance à cause de la zone de faille. L'échantillon provient d'une brèche rhyolitique, silicifiée et contenant de 5 à 10 % de pyrite disséminée, fine et en amas et de la pyrrhotine en trace.

Les échantillons 12 et 13 proviennent d'un décapage situé à 600 m au sud de la route 393 sous la ligne électrique où deux zones minéralisées se distinguent par leurs teneurs en argent et en or et par l'aspect de la minéralisation. Cette zone minéralisée est appelé l'indice Nipissing par Ressources minière Radisson en l'honneur des premiers forages effectués en 1945-1946 dans ce secteur par la compagnie Nipissing Mines où une zone aurifère à 21 g/t d'or avait été intersectée (Graham, 1954). L'échantillon 12 a été prélevé dans une veine de tension argentifère, de quartz, de tétrahédrite et de chalcopryrite, orientée NO-SE et logée dans un gabbro. La pyrite n'est observée que dans les épontes. L'éponte analysée ne contenait que des teneurs mineures de 0,14 ppm d'or et de 1 ppm d'argent. L'épaisseur de la zone de veine varie de 30 cm à 1 m et l'altération en bordure de la veine est irrégulière et s'étend de 1 à 2 m de part et d'autre de la veine. La société minière canadienne Gold Fields rapporte sur leur carte détaillée du secteur des valeurs allant jusqu'à 625 g/t d'argent et 24 g/t d'or (Chute, 1985). L'échantillon 13 provient d'une zone plus complexe de volcanites, de gabbro et de péridotite tectonisés, silicifiés et ankéritisés. L'échantillon a été prélevé dans une péridotite complètement silicifiée et peu déformée où la texture primaire est préservée. La pyrite est finement disséminée et représente de 10 à 15 % de la roche. Des valeurs de 260 g/t d'or et de 90 g/t d'argent avaient déjà été trouvées par la société minière canadienne Gold Fields (Chute, 1985). La présence de structure en z sur les levés aéromagnétiques suggèrent la présence de plis dans les gabbros où les charnières pourraient représenter des zones de tension favorables à la formation de veines minéralisées. Ce secteur est à recartographier plus en détail.

Distribution régionale de la minéralisation

La majeure partie des indices et des gîtes minéraux est située en bordure ou au nord de la faille de Porcupine-Destor, le long des différentes failles et à l'intérieur du secteur couvert par le complexe de Lanaudière et la Formation de Duparquet. On retrouve de la minéralisation aurifère le long des différents réseaux de failles identifiés dans le chapitre précédent, même si leur attitude et leur cinématique sont différentes (figure 15, hors texte). Le réseau des failles de décrochement dextre, orientées E-O et inclinées vers le nord est le plus important car c'est le long de ces failles qu'on a extrait la plus grande quantité d'or de la région (mines de Beattie, de Donchester et de

Central Duparquet). Le long des autres failles (E-O inclinée vers le sud, ENE et ESE), les teneurs sont souvent les plus grandes mais les tonnages sont plus faibles, mais en fonction des travaux, il serait possible de trouver de nouvelles zones minéralisées. En général, les failles NE et NO décalent les zones minéralisées sans vraiment les influencer.

Le contraste de compétence associé à la présence d'intrusions porphyriques est l'un des facteurs qui affecte la minéralisation dans la région. Dans les secteurs où les dykes sont plus minces et les réseaux sont plus complexes, comme dans le cas des mines Donchester et Duquesne, le tonnage était plus faible mais les teneurs en or sont plus grandes. La nature de l'intrusion affecte aussi la minéralisation car on retrouve de plus grandes concentrations d'arsénopyrite en périphérie des intrusions syénitiques. Les zones de failles en bordure des masses porphyriques sont les principales cibles d'exploration qui ont été testées dans la région.

La présence de fragments de pyrite massive dans les pyroclastites, de rhyolite et d'andésite dans le complexe de Lanaudière pourraient suggérer la présence de lentilles de sulfures massifs.

CONCLUSION

Dans l'ensemble, la carte présentée (figure 2 hors texte) n'est pas aussi détaillée que celle de Graham (1954) qui reste une excellente carte de base. Il est difficile de faire mieux dans une équipe et un laps de temps plus restreints. De plus, les affleurements rencontrés étaient beaucoup plus petits que ceux tracés par Graham (1954) dû à une couverture végétale plus abondante. La carte permet de faire ressortir les bandes de komatiites reconnues par Boivin (1974) et par Ressources Minière Radisson (Brisson, comm. pers., 1990) et les bandes de rhyolite qui n'avaient pas été tracées par Graham (1954). Plusieurs secteurs sont encore à vérifier à l'aide des forages (1954 à 1991) en fonction des nouvelles interprétations.

La stratigraphie du secteur a subi plusieurs modifications importantes au cours des années 1970 et 1980. Toutes les unités volcaniques situées au nord du Groupe de Blake River ont été initialement regroupées dans le Groupe de Kinojévis (Boivin, 1974). Avec les nouvelles datations de Mortensen (1987) et Corfu *et al.* (1989) et les différents travaux dans cette région, il ressort clairement que les groupes de Stoughton-Roquemaure et de mine Hunter sont des unités distinctes du Groupe de Kinojévis. Ce groupe actuellement défini regroupe donc la Formation du ruisseau Deguisier et le complexe de Lanaudière. La Formation du ruisseau Deguisier est une séquence monotone de basalte tholéitique et la plupart des gabbros de Graham (1954), l'unité K25, sont plutôt des coulées massives et grenues. Le complexe de Lanaudière, anciennement défini comme la Formation de Lanaudière (Boivin, 1974), est un ensemble hétérogène comprenant des komatiites, des gabbros, un basalte, une andésite, une rhyolite et des pyroclastites felsiques et intermédiaires. Cette unité est probablement un complexe volcanique, mais aussi un complexe structural par l'abondance des failles qui contrôlent l'agencement des lithologies. La bande la plus volumineuse de komatiites du secteur de la mine Duquesne est une écaïlle tectonique qui pourrait correspondre à une partie du Groupe de Malartic (Lacroix & Landry, 1991), tandis que la bande située plus au nord appartiendrait au complexe de Lanaudière étant intercalée avec les autres volcanites du complexe. La bande de rhyolite nouvellement tracée correspondrait à l'extension vers l'ouest des rhyolites du complexe de Destor de Dimroth *et al.* (1983). Présentement, il est difficile de démontrer que le complexe de Lanaudière est la partie sommitale de la Formation du ruisseau de Deguisier. La cartographie vers l'est dans le canton de Destor devrait éclaircir cette relation.

Les sédiments du Kewagama ne présente pas une unité volumineuse dans la région. Les contacts inférieur et supérieur sont des failles. Le Groupe Kewagama est structuralement sous le Groupe de Blake River et les nouvelles datations de Davis (1991) indiquent que ces deux groupes

ne sont pas en position stratigraphique normale. La partie présente dans le secteur étudié du Groupe de Blake River est composée deux unités qui sont séparées par une faille. L'unité inférieure, l'*horizon marqueur inférieur et variolitique* de Dimroth *et al.* (1982) ou l'*unité tholéiitique de Destor* de Gélinas *et al.* (1984), située plus au nord, est caractérisée par des horizons variolitiques qui sont moins importants en surface que ne l'avaient montrés les travaux antérieurs. La faille à la base de cette unité est la faille du lac Parfouru et en partie la faille de Porcupine-Destor. L'unité supérieure est composée d'une andésite souvent porphyrique et de lapillistones.

Plusieurs générations d'intrusions sont présentes dans la région. Dans la Formation du ruisseau de Deguisier et dans le Groupe de Blake River, les intrusions gabbroïques ou dioritiques prédominent et elles sont probablement synvolcaniques. Dans le complexe de Lanaudière, les intrusions quartzo-feldspathiques, sont plus abondantes que les autres intrusions et elles seraient syntectoniques comme l'avaient suggérer Graham (1954), Boivin (1974) et Mueller *et al.* (1991). La nouvelle datation du porphyre quartzo-feldspathique de Mortensen & Mueller (comm. pers., 1991) confirme cette hypothèse. La présence de sédiments similaires à ceux du Groupe de Kewagama de part et d'autre de l'intrusion syénitique des mines Beattie, Donchester et Central Duparquet suggère que cette intrusion s'est mise en place dans ces sédiments qui sont généralement au sud de la faille de Porcupine-Destor. Leur position actuelle au nord de la faille de Porcupine-Destor serait le résultat des failles postérieures. La Formation de Duparquet est l'unité archéenne la plus jeune de la région. Elle repose en discordance sur les unités intrusives et volcaniques du complexe de Lanaudière.

Le traitement préliminaire de la géochimie des volcanites de la région suggère que le complexe de Lanaudière ne peut être dérivé de la Formation du ruisseau Deguisier par un processus simple de cristallisation fractionnée. Ceci appuie l'idée que le complexe est une unité distincte. Un complément d'analyses dans la partie à l'est de la route 101 est nécessaire car les roches du complexe de Lanaudière dans le secteur étudié montrent une altération plus notable que les autres unités lithostratigraphiques. Les roches intrusives du complexe de Lanaudière sont, par endroits, beaucoup moins altérées que les laves tel qu'indiqué par quelques pyroxènes frais.

Il ressort qu'on peut décomposer cette région en trois domaines importants qui sont 1) la structure monoclinale de la Formation du ruisseau de Deguisier correspondant au flanc nord du pli régional d'Abijévis, 2) l'ensemble plissé des groupes de Kewagama et de Blake River, transporté le long de la faille de Porcupine-Destor sur 3) l'ensemble faillé et plissé du complexe de Lanaudière et de la Formation de Duparquet.

La schistosité et le clivage dans les différentes unités ne montrent pas de changement d'attitude notable et recourent les plis dans le Groupe de Blake River et dans le complexe de Lanaudière, ce qui pourrait suggérer que cette fabrique est tardive. La présence du pli dans les komatiites au nord du lac Lanaudière sous le synclinal de la Formation de Duparquet et n'affectant pas le flanc nord de ce pli indique qu'il y a eu dans la région au moins deux phases de plissement séparées dans le temps par une période d'érosion mais si on ne retrouve pas de schistosité associée. L'absence de plissement dans les volcanites de Lanaudière dans le prolongement du synclinal de la Formation de Duparquet suggère que les volcanites étaient déjà verticalisées.

Les failles de la région n'ont pas une même cinématique. Il ne faut pas essayer à tout prix de les relier ensemble et d'en faire de simples failles subsidiaires de la faille de Porcupine-Destor. Ces failles ont été séparées en quatre réseaux. 1) Les failles E-O à ENE, antérieures à contemporaines à la formation du bassin de Duparquet (le réseau de la faille Duquesne), montrent à la fois des mouvements verticaux et horizontaux. 2) La faille de Porcupine-Destor et l'extension de la faille du lac Parfouru seraient des failles de chevauchement avec une composante dextre. En considérant la zone de la faille de Porcupine-Destor comme la limite entre le Groupe de Kinojévis et les groupes de Malartic, de Kewagama et de Blake River, la zone s'élargirait dans le secteur de la mine Duquesne pour y inclure les komatiites qui appartiendraient au Malartic. 3) Les failles E-O au nord du village Duparquet seraient des failles de décrochement dextre en partie postérieures à la faille de Porcupine-Destor. La présence du bras nord des sédiments de la Formation de Duparquet, ainsi que la présence des sédiments de Kewagama et des intrusions syénitiques au nord de la faille de Porcupine-Destor seraient le résultat d'imbrications par ces failles. 4) Les failles NE et NO sont tardives car elles affectent toutes les lithologies et les structures.

La succession des événements tectoniques principaux se résume comme suit: 1) formation des grands plis tel le synclinal d'Abijévis et le redressement des strates du complexe de Lanaudière; 2) extension N-S locale lors de la formation d'un bassin du Duparquet; 3) compression régionale, plissement de la Formation de Duparquet et mouvement oblique inverse et dextre vers le N et le NNO des groupes de Kewagama et de Blake River, 4) mouvement de décrochement dextre qui affectent la faille de Porcupine-Destor et réactive les failles du complexe de Lanaudière et 5) compression N-S avec des failles NE et NO.

La majeure partie des indices et des zones d'altération sont situées au nord de la faille de Porcupine-Destor et le long des différents réseaux de failles E-O, ENE et ESE. L'abondance d'indices, l'altération importante et les nouvelles découvertes de 5,3 g/t d'or sur 1,5 m et de 8,7 g/t

d'or sur 3,1 m annoncées par Globex (The Northern Miner, 23 septembre 1991, p.13) indiquent que la zone de faille Duquesne représente une zone intéressante pour l'exploration. Les travaux récents autour de la mine Duquesne montre que ce secteur est encore prometteur tout comme le secteur de l'indice Nipissing.

La découverte en 1988 du gisement *Lightning zone* au nord de la faille de Porcupine-Destor dans le canton de Holloway en Ontario, où des réserves de 4,76 Mt à 8,2 g/t d'or ont été évaluées (The Northern Miner, 23 septembre 1991, p.20), permet d'espérer de trouver de nouvelles cibles pour la région. Ce gisement, situé sous les 250 m, est logé entre des basaltes variolitiques et des komatiites. L'altération typique de ce gisement est composée de quartz-ankérite-séricite (Atkinson *et al.*, 1991). Cet assemblage lithologique et cette altération se retrouvent à de nombreux endroits le long de la faille de Porcupine-Destor au Québec ce qui suggère qu'on pourrait trouver ce même genre gisement dans la région.

RÉFÉRENCES

- AMBROSE, J.W., 1941 - Clérycy and La Pause Map-Areas, Quebec. Commission géologique du Canada, mémoire 233, 88 pages.
- ATKINSON, I., WAKEFORD, J. et COOPER, P., 1991 - Geology of the Lightning zone gold deposit, Holloway Township. Association des prospecteurs du Québec, rencontre annuelle, Rouyn-Noranda, résumé des conférences, p. 30-31.
- BANFIELD, A.F., 1940 - The Geology of Beattie Gold Mines (Quebec) Limited, Duparquet, Quebec, Canada. Northwestern University, Evanston, Illinois, thèse de doctorat, 205 pages.
- BANNERMAN, H.M., 1940 - Région du lac Lépine, canton de Destor, comté d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG-04, 35 pages.
- BARDOUX, M., DESCHAMPS, F. et MARCOTTE, C., 1989 - Compilation géologique, structurale et géophysique de la zone de faille Porcupine-Destor sur les propriétés Porcupine ouest et est, canton d'Hébécourt et Duparquet. Soumis à COGEMA Canada ltée. Déposé comme travaux statutaires, Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM 49436, 170 pages.
- BEAUDRY, D., MUELLER, W. et DAIGNEAULT, R., 1991 - Structural analysis of the volcano-sedimentary assemblages adjacent the Porcupine-Destor fault zone, Duparquet, Quebec. Association géologique du Canada- Association minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint avec Society of Economic Geologists., Toronto, programme et résumés, v.16, p. A9.
- BOIVIN, P., 1974 - Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes verts" de Noranda, dans les cantons de Hébécourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Université de Clermont (France); thèse de doctorat, 133 pages.
- BUFFAM, B.S.W., 1927 - Destor area, Abitibi county, Quebec. Commission géologique du Canada, Sum. Rept., 1925, Part C, p. 82-104.
- CHUTE, M.E., 1985 - Report on geological mapping and sampling programme, Destor project. Société minière canadienne Gold fields. Déposé comme travaux statutaires, Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM 42616, 7 pages.
- CORFU, F., KROGH, T.E., KWOK, Y.Y. et JENSEN, L.S., 1989 - U-Pb geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p.1747-1763.
- COUTURE, J.-P. et PILOTE, P., 1990 - Les gisements aurifères de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport d'activités 90, DV 90-10, p.72-73.
- COX, K.G., BELL, J.D. et PANKHURST, R.J., 1979 - The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, p.14.
- DAIGNEAULT, R. et ARCHAMBAULT, G., 1990 - Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p.43-64.
- DAVIDSON, S. et BANFIELD, A.F., 1944 - Geology of the Beattie Gold Mine, Duparquet, Quebec. Economic Geology, v. XXXIX, p. 535-556.
- DAVIS, D. W., 1991 - Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb Analyses of detrital zircons. Association géologique du Canada- Association minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint avec Society of Economic Geologists., Toronto, programme et résumés, v.16, p. A29.
- de ROSEN-SPENCE, A.F., 1976 - Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Université de Toronto, Toronto, Ontario, Thèse de doctorat non publié, 116 pages.

- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N. et ROCHELEAU, M., 1983 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p.1355-1373.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M. et GOULET, N., 1982 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p.1729-1758.
- DIMROTH, E., LAROUCHE, M., ROCHELEAU, M., CÔTÉ, R. et BOIVIN, P., 1974 - Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Ministère des richesses naturelles, Québec, DP- 246, 46 pages.
- EAKINS, P.R., 1972 - Canton de Roquemaure - comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des richesses naturelles, Québec; RG-150, 72 pages.
- GAGNON, Y., 1981 - Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-826, 30 pages.
- GÉLINAS, L., BROOKS, C., PERREAULT, G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P. et GRASSO, F., 1977 - Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. Dans *Volcanic Regimes in Canada*. Éditeurs: W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall. The Geological Association of Canada, special paper 16, p. 263-295.
- GÉLINAS, L., TRUDEL, P. et HUBERT, C., 1984 - Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 83-01, 41 pages.
- GRAHAM, B., 1954 - Parties des cantons d'Hébecourt, de Duparquet et de Destor, comté Abitibi-ouest. Ministère des Mines, Québec; RG-61, 87 pages.
- GUNNING, H.C., 1937 - Cadillac area, Quebec, Canada. Commission géologique du Canada, mémoire 206, 80 pages.
- GUNNING, H.C. et AMBROSE, J.W., 1940 - Malartic area. Commission géologique du Canada, mémoire 222, 142 pages.
- HUBERT, C., TRUDEL, P., GÉLINAS, L., 1984 - Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p.1024-1032.
- IMREH, L., 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son arrière-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 pages.
- IRVINE, T.N. et BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p.523-549.
- JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of natural resources, Ontario; Miscellaneous paper 66, 22 pages.
- JENSEN, L.S., 1978 - Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey, report 173, 73 pages.
- JENSEN, L.S., 1981 - A Petrogenic Model for the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake Area, Ontario. University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, unpublished Ph.D. Thesis, 520 pages.
- JENSEN, L.S., 1985 - Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, Southwestern Abitibi Subprovince, Ontario. Dans *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Éditeurs: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber. The Geological Association of Canada, special paper 28, p. 65-87.
- JOLLY, W.T., 1978 - Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. Dans *Metamorphism in the Canadian Shield*, Commission géologique du Canada, paper 78-10, p.63-78.
- LABBÉ, J.-Y., DAIGNEAULT, R. et COUSINEAU, P., 1991 - Coaxial deformation along the Lyndhurst discontinuity, Abitibi subprovince, Northwestern Quebec. Association géologique du Canada- Association minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint avec Society of Economic Geologists., Toronto, programme et résumés, v.16, p. A69.

LACROIX, S et LANDRY, J., 1991 - Géologie du secteur de la mine Duquesne, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 91-06, 34 pages.

LETROS, S., STRANGWAY, D.W., TASILLO-HIRT, A.M., GEISSMAN, J.W. et JENSEN, L.S., 1983 - Aeromagnetic interpretation of the Kirkland Lake - Larder Lake portion of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p.548-560.

LUDDEN, J.N. et GÉLINAS, L., 1981 - Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic belt of Quebec. Dans Komatiites. Éditeurs: N. T. Arndt et E.G. Nisbet. George Allen & Unwin, London, p.331-346.

MacDONALD, G.A. et KATSURA, T., 1964 - Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology, v.5, p 82-133.

MacINTOSH, J.A., 1977 - Canton de Cléricky (1/2 N). Ministère des richesses naturelles, Québec; RG-180, 97 pages.

MIYASHIRO, A., 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Sciences, v. 274, p.321-355.

MORTENSEN, J.K., 1987 - Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda - Lac Abitibi area, Abitibi subprovince, Quebec. Dans Current research, Part A, Commission géologique du Canada, paper 87-1a, p.581-590.

MUELLER, W , DONALDSON, J.A., DUFRESNE, D et ROCHELEAU, M., 1991 - The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi Greenstone Belt, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, p. 1394-1406.

MUELLER, W. et DUFRESNE, D., 1990 - Evidence of late tectonic influence: Sedimentation in an Archean fault-wedge basin, Duparquet, Québec. A-G Lithoprobe workshop III Proceedings - Montréal, Octobre 1990, École Polytechnique, Université de Montréal.

NUNES, P.D. et JENSEN, L.S., 1980 - Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - progress report. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, p. 40-45.

O'NEILL, J.J., 1933 - La Mine d'Or Beattie, canton de Duparquet. Service des Mines, Québec, rap. annuel du services des Mines de Québec pour l'année 1932, partie C, p. 5-32.

O'NEILL, J.J., 1934a - Région des Beattie et Galatea, canton de Duparquet. Service des Mines, Québec, rap. annuel du services des Mines de Québec pour l'année 1933, partie C, p. 93-127.

O'NEILL, J.J., 1934b - Geology of the Beattie Gold Mine, Duparquet Township, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, trans., v. 35, p. 299-315.

PÉLOQUIN, S., POTVIN, R., PARADIS, S., LAFLECHE, M.R., VERPAELST, P. et GIBSON, H.L., 1990 - The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec: A stratigraphic synthesis. Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, p.107-118.

POWELL, W.G., CARMICHAEL, D.M. et HODGSON, C.J., 1991 - Regional Metamorphism and its Relationship to the Porcupine-Destor Break, Duparquet-Destor Area. Lithoprobe, projet Abitibi-Grenville, Atelier / Workshop III, École Polytechnique, Campus de l'Université de Montréal.

ROCHELEAU, M., 1980 - Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Université de Montréal; thèse de doctorat, 313 pages.

SANSCHAGRIN, Y. et LEDUC, M., 1979 - Quart sud-est du canton d'Aiguebelle. Ministère des richesses naturelles, Québec, DPV-676, 45 pages.

SHARMA, K. N. M., et collaborateurs, 1989 - Légende générale de la carte géologique - Édition revue et augmentée. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-11, 72 pages.

SIMARD, A., GOBEIL, A, VERPAELST, P., RIVE, M., LACROIX, L. et RACICOT, D., 1990 - La ceinture de roches vertes de l'Abitibi du Nord-Ouest québécois: Domaines géologiques et production minérale. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 90-02, p. 1-20.

STEINBERG, M., TREUIL, L.M. et TOURAY, J.C., 1979 - Géochimie, principes et méthodes. II, Cristallogénèse et éléments en trace. Doin éditeurs, Paris, 599 pages.

STRECKEISEN, A., 1980 - Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Recommendations and suggestions. Geol. Rundschau, 69, p. 194-207.

TANGUAY, L., 1981 - Rapport sur la propriété Lanaudière, cantons Duparquet et Destor. Exploration Aiguebelle Inc. Déposé comme travaux statutaires, Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM 39275, 327 pages.

TREUIL, M. et VARET, J., 1973 - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. Bulletin de la société géologique de France, p. 506-540.

VERPAELST, P et HOCQ, M., 1987 - Géologie du Groupe de Hunter Mine, cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 87-06, carte annotée.

VERPAELST, P et HOCQ, M., 1991 - Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 89-01, 30 pages.

WILSON, M.E., 1962 - Rouyn-Beauchatel areas, Quebec. Commission géologique du Canada, mémoire 315, 140 pages.

Annexe 1: Répertoire des indices minéralisés de la figure 15.					
Numéro	Au g/t	/m	No. du forage	réf.	
1	2,3				Ech. 1990
	1,5				Ech. 1990
	6,4				Ech. 1990
	3,5				Ech. 1990
2	14,0				Ech. 1990
3	10,6	0,3			RG. 61
	19,2	0,6			RG. 61
	27,1	0,6			RG. 61
4	3,3	3,0			GM 49436
	7,0				Ech. 1990
	2,0				Ech. 1990
5	3,1	1,0	PC-88-3		GM 48562
6	1,1	1,5	T82-11		GM 48562
7	1,6	11,6	T82-10		GM 39564
	1,2	1,0	T82-10		
	2,1	1,3	T82-10		
8	1,1	0,4	T82-12		GM 48562
	1,4	1,2	T82-12		
9	1,1	6,3	T82-14		GM 48562
	1,0	0,7	T82-14		
10	1,9	1,1	T82-5		GM 39564
11a	1,6	1,4	T82-2		GM 39564
	1,0	1,5	T82-2		
	2,0				GM 47093
	1,2				GM 47093
	1,1				GM 47093
	1,8				GM 47093
11b	2,7	1,5	T82-2		GM 39564
12	2,0	2,5	T82-1		GM 39564
	1,0	1,6	T82-1		
	1,0	0,9	T82-1		
13	1,1	1,5	T82-15		GM 48562
	1,4	1,5	T82-15		

Numéro	Au g/t	/m	No. du forage	réf.
14	1,4	1,1	CT-88-10	GM 48541
15	3,7	1,9	D-36	GM 32062
16	1,4	0,9	CT-88-13	GM 48541
	17,0	10,7	P-68	GM 9929-B
17	13,0	2,3	P-68	GM 9929-B
18	1,3	1,4	CT-88-05	GM 48541
	2,4	1,5	CT-88-05	
	1,7	0,5	CT-88-05	
	1,2	12,2	CT-88-05	
	1,2	1,5	CT-88-05	
19	13,0	0,9	P-11	GM 9929-B
20	11,0	1,1	P-26	GM 9929-B
21	1,0	1,829	CT-88-04	GM 48541
	5,5	1,3	CT-88-04	
22	4,6	2,7	CT-88-04	GM 48541
	1,9	1,2	CT-88-04	
	1,4	0,9	CT-88-04	
23	7,5	1,1	CT-88-01	GM 48541
24	10,9	2,8	18	GM 11086
	15,0			Ech. 1990
25	4,4	1,4	29	GM 11086
26	2,8	3,0	82-5	GM 39869
27	1,0	1,5	82-4	GM 39869
28	1,0	6,1	C-9	GM 39694
29	3,0	1,5	D-14	GM 32062
30	1,6	1,9	76-R	GM 600
31	2,6	6,1	C-6	GM 39694
32	1,0	10,4	C-3	GM 39694
33	7,5	3,0	cw-8	GM 39869
	7,0	2,6	cw-8	

Numéro	Au g/t	/m	No. du forage	réf.
34	1,0	1,5	cw-2	GM 39869
	1,0	1,2	cw-2	
	2,9	1,4	cw-3	
	1,0	1,5	cw-3	
	1,7	1,2	cw-3	
	1,7	1,5	cw-4	
	1,4	0,8	cw-6	
35	2,0	1,4	73-R	GM 600
36	1,9	1,9	74-R	GM 600
37	1,0	0,6	82-13	GM 39869
38	10,1	1,8	82-10	GM 39869
	1,4	1,3	82-10	
	1,7	3,7	82-10	
	2,1	3,5	82-12	
39	13,4	1,5	82-14	GM 39869
	1,7	1,5	82-14	
	1,0	3,2	82-16	
40	2,4	0,6	82-15	GM 39869
	4,5	1,4	82-15	
	2,9	3,0	82-18	
41	3,0	1,4	D-16	GM 32062
42	1,7			Ech. 1990
43	12,4			GM 45275
44	3,7	4,8		GM 45275
	2,7	4,7		GM 45275
	27,8			GM 45275
	13,2			GM 45275
45	3,9			GM 45275
	53,8			GM 45275
46	84,7			GM 45275
47	109,0			GM 45275
	35,0			GM 45275
48	33,9			GM 45275
49	3,8			GM 45275

Numéro	Au g/t	/m	No. du forage	réf.
50	7,2	1,5	PD 87-8B	GM 47272
51	12,3			GM 45275
	138,2			GM 45275
52	7,2			GM 45275
53	172,1			GM 45275
54	61,4			GM 45275
55	1,0	1,1	PD 87-5	GM 47272
56	2,1	1,5	PD 87-4	GM 47272
57	1,0	0,9	86-9	GM 45275
58	1,2	1,5	87-16	GM 45275
	1,5	1,1	87-16	GM 45275
	2,9	1,5	87-7	GM 45275
	32,6			GM 45275
	11,0			GM 45275
59	1,8			Ech. 1990
	23,9	0,6		GM 42616
	2,4	1,2		GM 42616
	1,2	0,6		GM 42616
	8,7	0,3		GM 42616
	1,9	0,9		GM 42616
	6,9			GM 42616
	1,5			GM 42616
	2,1			GM 42616
	4,1			GM 42616
	1,4			GM 42616
	6,2			GM 42616
	1,0			GM 42616
	1,0			GM 42616
	5,9			GM 42616
60	36,0			Ech. 1990
	112,3	4,0		GM 42616
	9,6	1,0		GM 42616
	1,4	1,0		GM 42616
	1,2	1,0		GM 42616
	7,5	1,0		GM 42616
	6,6	4,0		GM 42616
	2,7			GM 42616
	2,9			GM 42616
	6,9			GM 42616

Numéro	Au g/t	/m	No. du forage	réf.
60	18,2			GM 42616
	18,9			GM 42616
	5,0			GM 42616
	1,9	1,0		GM 42616
	1,9	1,0		GM 42616
	1,9	1,0		GM 42616
61	2,1	1,1	86-5	GM 45275
	1,2	5,8	86-5	
	1,4	2,4	86-5	
62	1,4	0,4	87-13	GM 45275
63	26,7	1,0		GM 47523
	3,1	1,2		GM 47523
64	1,4	0,4	86-3	GM 45275
	1,0	2,9	86-3	
65	2,0	1,5	N-13	GM 9930-A
66	2,1	1,5	PD 87-6	GM 47272
67	2,1	1,5	PD 87-4	GM 47272
68	1,4	1,5	PD 87-11	GM 47272