

RG 99-07

Géologie de la région du lac Peters, 24M

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 



GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC PETERS

(SNRC 24M)

Louis Madore
Daniel Bandyayera
Jean H. Bédard
Pierre Brouillette
Kamal N. M. Sharma
Marc Beaumier
Jean David

RG 99-07

Accompagne la carte
SI-24M-C2G-99J



Inukshuk, péninsule de l'Ungava.

1999

Québec

Géologie de la région du lac Peters (24M)

Louis Madore ¹
Daniel Bandyayera ¹
Jean H. Bédard ²
Pierre Brouillette ²
Kamal N. M. Sharma ¹
Marc Beaumier ¹
Jean David ¹

RG 99-07

(Accompagne la carte SI-24M-C2G-99J)

RÉSUMÉ

La région du lac Peters (feuillet SNRC 24M) se situe dans la portion sud du domaine de Douglas Harbour (partie NE de la sous-province de Minto). Elle comprend principalement des roches archéennes de la Province du Supérieur. À l'extrémité est de la région, des roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador reposent sur le craton archéen. Le contact entre ces deux domaines géologiques est caractérisé par une déformation ductile intense formée dans des conditions métamorphiques qui ont atteint le faciès des amphibolites (schiste à sillimanite-muscovite). On associe cette déformation au chevauchement des roches de la Fosse sur le craton archéen.

Les roches archéennes de la région sont subdivisées en trois unités lithodémiques : 1) le Complexe de Troie (CT) situé dans le secteur centre-sud, 2) le Complexe de Qimussinguat (CQ) au nord-ouest et 3) le Complexe de Faribault-Thury (CFT) au pourtour des deux autres unités. Sur la carte du champ magnétique total résiduel, le CT et le CQ se distinguent par un champ magnétique élevé et irrégulier. Le CFT, quant à lui, se localise dans les creux magnétiques.

Le CFT est constitué de larges zones de roches intrusives, généralement gneissiques ou foliées, surtout composées de tonalite et de trondhémite. Dans ces roches intrusives, on trouve des ceintures volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Les ceintures les plus volumineuses portent les nom informels de Faribault, Rivier, Tasiaalujjuaq, Hamelin, Curotte et Thury. Les dimensions de ces ceintures sont variables. Elles atteignent une largeur d'environ 5 km sur plus de 20 km de longueur.

Le CT et le CQ sont essentiellement constitués de roches intrusives gneissiques ou foliées, de composition tonalitique ou granodioritique à orthopyroxène et clinopyroxène. Ces roches intrusives contiennent des ceintures volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des granulites. Les ceintures volcano-sédimentaires du CT et du CQ sont généralement moins volumineuses que celles du CFT. Dans le CT, seule la ceinture de Peters-Ouest porte un nom informel. Il en est de même pour le CQ où se trouve la ceinture de Gorribon. L'épaisseur des ceintures, observées dans le CT et le CQ, varie de 500 m à 1,5 km et atteint, par endroits, plus de 3 km. Les ceintures sont souvent plissées et démembrées. Les segments de ceintures mesurent entre 1 km et 15 km de longueur.

Dans le CFT, les paragneiss contiennent couramment l'assemblage métamorphique grenat +biotite ±sillimanite ±muscovite, et les volcanites mafiques, l'assemblage hornblende +plagioclase ±quartz ±grenat. Cette minéralogie témoigne d'un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Dans le CT et le CQ, l'assemblage grenat +cordiérite +spinel observé dans les paragneiss, ainsi que l'assemblage orthopyroxène +clinopyroxène +hornblende, observé dans les plutons et les volcanites, indiquent que le métamorphisme régional a atteint le faciès des granulites.

Avant le présent levé, aucun indice ou anomalie lithochimique n'avaient été découverts dans les roches archéennes de la région du lac Peters. Un total de 350 analyses économiques sur des échantillons de roches prélevés dans des zones rouillées ou minéralisées en sulfures, choisis indépendamment des environnements géologiques, ont abouti à la découverte de trois indices minéralisés en Au, Ag, Cu, Zn, Pb, et d'une quinzaine d'anomalies lithochimiques significatives en terme d'exploration minérale. Ces indices et zones anormales se trouvent dans trois contextes géologiques distincts : les ceintures volcano-sédimentaires, les formations de fer sulfurées et les mafites et ultramafites synvolcaniques ou syntectoniques.

1. Géologie Québec (MRN)

2. Commission géologique du Canada

DOCUMENT PUBLIÉ PAR «GÉOLOGIE QUÉBEC»

Direction

Jean-Louis Caty

Supervision des inventaires géologiques

Alain Simard

Lecture critique

N. Goulet

Édition et mise en pages

C. Dubé

Dessin assisté par ordinateur

L. Madore et C. Grenier

Supervision technique

A. Beaulé

Document accepté pour publication le 99/06/28

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	4
Objectifs	4
Localisation et accès	4
Méthode de travail	4
Travaux antérieurs	4
Remerciements	4
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	4
STRATIGRAPHIE	6
Archéen	6
Complexe de Faribault-Thury (AftH)	6
Complexe de Troie (Atie) et Complexe de Qimussinguat (Aqim)	12
Paléoprotérozoïque	15
Dykes de la Rivière Payne (pPpay) et Dykes de Klotz (pPktz)	15
MÉTAMORPHISME	16
GÉOLOGIE STRUCTURALE	16
LITHOGÉOCHIMIE	20
Métavolcanites	20
Gabbronorite à hornblende	25
Gabbronorite à biotite	25
Tonalite – trondhémite – granodiorite – granite	25
Monzonite	27
Dykes mafiques d'âge Paléoprotérozoïque	28
GÉOCHRONOLOGIE	28
Complexe de Faribault-Thury (CFT)	28
Complexe de Troie (CT)	28
Complexe de Qimussinguat (CQ)	29
GÉOCHIMIE DE SÉDIMENTS DE LACS	30
Bruit de fond et domaines géochimiques dans les sédiments de lacs	30
Seuils anomaux dans les sédiments de lacs	30
Cibles d'exploration	30
Cibles diamantifères	30
Cibles aurifères	34
Cibles pour les minéralisations épigénétiques en Cu-Mo de type porphyre	34
Cibles pour le Cu-U-Au-Ag-ETR de type Olympic Dam	34
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	34
Minéralisations associées aux volcanites et aux paragneiss	34
Indice Panache (Au-Ag-Zn)	34
Indice Airo (Ag-Zn)	35
Anomalies lithogéochimiques en Cu-Au-Ag-Zn	35
Anomalies lithogéochimiques en Cu ou Cu-Zn	35
Minéralisations associées aux formations de fer	35
Indice Tuk-Tuk (Cu-Ag)	35
Anomalies lithogéochimiques en Au-Cu	35
Minéralisations associées aux intrusions mafiques-ultramafiques	35
Anomalies lithogéochimiques en Ni-Cu	35
Anomalies lithogéochimiques en Cu-Zn	35
CONCLUSION	35
RÉFÉRENCES	36
ANNEXE : TABLEAUX 1 À 6	38

INTRODUCTION

Objectifs

Les roches archéennes de la province géologique du Supérieur, dans la partie septentrionale de la province de Québec, ont été cartographiées à l'échelle du 1:1 000 000 dans les années 1950 et 1960 (Eade, 1966; Stevenson, 1968). Au cours des années 1990, les travaux de cartographie de la Commission géologique du Canada ont rehaussé le niveau des connaissances géologiques dans certains secteurs, notamment le long de la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994). D'autres régions contenant des séquences volcano-sédimentaires ont fait l'objet d'une cartographie encore plus détaillée au 1:250 000 et au 1:50 000 (Percival *et al.*, 1994, 1995, 1996, 1997a; Lamothe, 1997). Dans le cadre de la présente étude, le feuillet du Lac Peters (SNRC 24M), qui couvre une portion du domaine de Douglas Harbour, a fait l'objet d'un nouveau levé géologique dans le but de : 1) mettre à jour la carte géologique à l'échelle du 1:250 000 et 2) évaluer le potentiel minéral en identifiant des contextes géologiques favorables à la découverte de gîtes minéraux.

Localisation et accès

Le feuillet du lac Peters est localisé au nord de la province de Québec, sur la péninsule de l'Ungava, juste au sud de la rivière Arnaud (figure 1). Cette région, dont le centre est situé à 200 km au nord de Kuujjuak et à 95 km au nord-ouest de Kangirsuk, est accessible par avion sur skis, du mois de décembre au mois de mai, et par hydravion pour la période estivale. La rivière Arnaud traverse, d'est en ouest, la partie septentrionale de la région. Les principaux plans d'eau sont le lac Peters, le lac Tasiaalujjuak et le lac Faribault. Le relief est faible et l'altitude varie entre 200 et 275 m au-dessus du niveau de la mer, sauf dans le secteur SE où les collines atteignent 400 m d'altitude. La région est située au nord de la limite des arbres. Les affleurements rocheux sont nombreux mais couverts de lichen. Ils sont généralement de grande taille, sauf pour le tiers est de la carte où les dépôts glaciaires prédominent.

Méthode de travail

Les travaux de terrain effectués à l'été 1998 ont consisté en un levé de cartographie géologique à l'échelle du 1:250 000, l'échantillonnage lithogéochimique des unités lithodémiques, l'échantillonnage des zones minéralisées et le prélèvement de neuf échantillons pour analyse géochronologique. Les cheminements, d'une longueur moyenne de 10 km, sont distancés d'environ 8 km. La maille du levé est resserrée dans les secteurs les plus intéressants, notamment dans les séquences volcano-sédimentaires. Les don-

nées géoscientifiques obtenues antérieurement sont intégrées aux nouvelles données recueillies. L'information est contenue dans un système d'information à référence spatiale : le SIGÉOM (Système d'information géominière du Québec).

Travaux antérieurs

Hormis les travaux de reconnaissance à l'échelle du 1:1 000 000 effectués dans les années 1960 par la Commission géologique du Canada (Stevenson, 1968), aucun travail de cartographie n'avait été réalisé sur les roches archéennes de la région du lac Peters. Seules les roches de la Fosse du Labrador, situées dans la partie orientale du feuillet, ont déjà fait l'objet de levés géologiques, notamment dans les régions du lac au Chien Rouge (parties de 24M/01 et de 24M/08; Freedman et Philpotts, 1958) et de la rivière Brochant (partie de 24M/09; Bergeron, 1957). La région est aussi couverte par un levé de sédiments de fond de lac (MRN, 1998), un levé de till (Bouchard *et al.*, 1993), un levé gravimétrique avec des stations sur une maille de 10 km (CGC, 1994) et un levé aéromagnétique régional (Dion et Dumont, 1994).

Remerciements

Nous tenons à remercier les membres de l'équipe qui ont participé aux travaux de terrain : Vallée Airo (assistant géologue), Boris Baille-Barelle (géologue), Michel Beaulieu (mécanicien d'hélicoptère), Julie Bélanger (assistante géologue), François Blais (mécanicien d'hélicoptère), Nathalie Bouchard (géologue), Richard Cadorette (cuisinier), Michel Carle (pilote d'hélicoptère), Julie Doyon (assistante géologue), Simon Gagné (assistant géologue), Truong-Xuan Hoang (assistant géologue), Valérie Laprise (assistante géologue), Martin Massicotte (pilote d'hélicoptère), Aurèle Noël (homme de camp), Bronislaw Popiella (géologue) et Jessy Thelland (assistant géologue). Nos remerciements s'adressent également à Normand Goulet (UQAM) et Michel Hocq (MRN) pour leur participation au projet. Nous tenons à souligner le support obtenu de la *Corporation of the Northern Village of Kangirsuk* et remercions ses membres.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La partie NE de la Province du Supérieur dans laquelle se situe la région du lac Peters est appelée sous-province de Minto. Elle est constituée de roches archéennes essentiellement plutoniques et gneissiques dans lesquelles se trouvent des sillons volcano-sédimentaires. Les roches sont typiquement métamorphosées au faciès des amphibolites ou des granulites. L'orientation générale NNW des grands

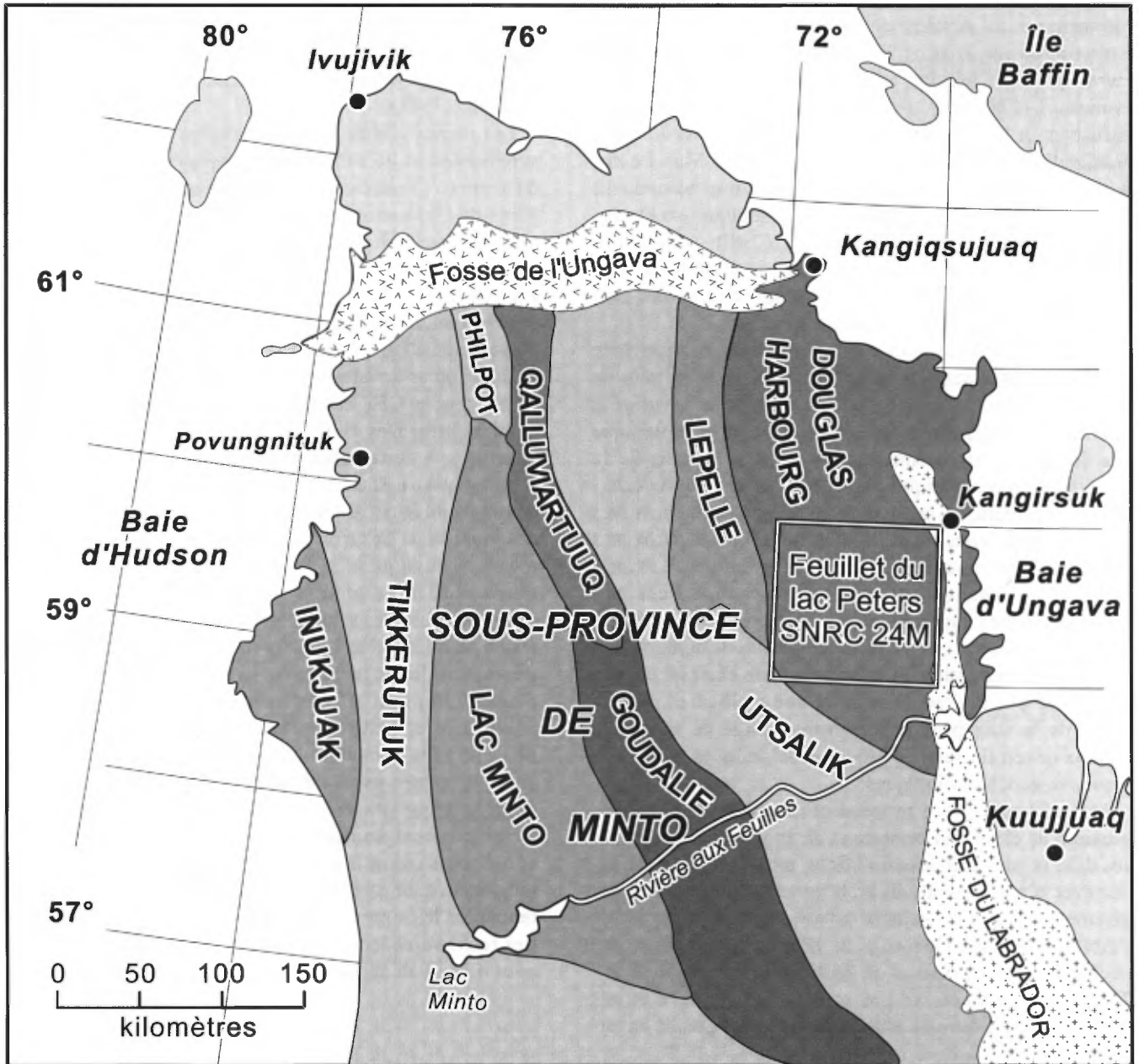


FIGURE 1 - Carte de localisation des travaux sur laquelle sont indiqués les domaines lithotectoniques (d'après Percival *et al.*, 1991; 1992; 1997b).

ensembles lithologiques de la sous-province ressort très bien sur la carte régionale du gradient et du champ total du magnétisme. La sous-province de Minto est bordée par des roches d'âge Paléoproterozoïque appartenant, du côté E, à la Fosse du Labrador, et du côté N, à la Fosse de l'Ungava.

Une subdivision provisoire de la sous-province de Minto en quatre domaines lithotectoniques a été proposée par Percival *et al.* (1991), suite à leurs travaux de reconnaissance le long de la rivière aux Feuilles. Des travaux subséquents ont porté cette subdivision à six, puis à neuf domaines (Percival *et al.*, 1992 et 1997b). Ces domaines sont représentés sur la figure 1. Le *domaine d'Inukjuak* est

constitué de roches plutoniques contenant des enclaves de métasédiments. Le *domaine de Tikkerutuk* est constitué de roches plutoniques (2707 – 2693 Ma). Le *domaine de Lac Minto* est formé de granodiorite (2780 – 2693 Ma) d'affinité calco-alkaline, de granodiorite peralumineuse (2725-2696 Ma), de monzogranite (2690 Ma) et de roches supracrustales dominées par des sédiments incluant la ceinture volcano-sédimentaire de Kugaluk (~ 2760 Ma). Le *domaine de Goudalie* contient des tonalites (3010 – 2900 Ma) et des ceintures volcano-sédimentaires incluant la ceinture de Vizien (2700 Ma) interprétée par Skulski et Percival (1996) comme un assemblage de fragments océaniques et d'arcs

continentaux. Le *domaine de Philpot* est composé de gneiss et de roches intrusives (2755 Ma), le *domaine de Qalluviartuuq*, de roches intrusives et de roches volcaniques évoluées (~ 2800 Ma), le *domaine de Lepelle*, de roches intrusives et le *domaine d'Utsalik*, de granodiorite et de granite d'affinité calco-alkaline (2755 – 2725 Ma). Le *domaine de Douglas Harbour* était jusqu'à tout récemment considéré comme un assemblage lithologique exclusivement composé de roches plutoniques (2880 – 2780 Ma). Toutefois, le levé du feuillet du lac Peters, inclus dans le domaine de Douglas Harbour, a permis d'identifier plusieurs ceintures volcano-sédimentaires.

Les limites des domaines subdivisant la sous-province de Minto sont essentiellement basées sur des travaux de reconnaissance extrapolés sur l'ensemble du territoire à partir des données aéromagnétiques. La nature géologique des domaines est essentiellement déduite à partir de la signature aéromagnétique observée pour chacun de ceux-ci. Généralement, les anomalies aéromagnétiques positives correspondent à des roches plutoniques à deux pyroxènes et à un métamorphisme au faciès des granulites. Les anomalies aéromagnétiques négatives correspondent à des lambeaux de roches supracrustales métamorphisées au faciès des amphibolites et envahis par des plutons de composition typiquement tonalitique. Cependant, cette correspondance ne s'avère pas toujours exacte, et une meilleure connaissance de la sous-province de Minto exige de nouveaux travaux de terrain suivis d'études géochimiques, minéralogiques et géochronologiques.

Malgré leur volume restreint et un métamorphisme régional plus élevé, les ceintures volcano-sédimentaires, sises dans la sous-province de Minto, montrent des similitudes avec d'autres ceintures archéennes connues pour leurs gisements d'or et de métaux usuels, notamment celles de l'Abitibi (NW du Québec), du *Yilgarn Block* (Australie occidentale) et du district de Barberton (Afrique du Sud). Toutes ces ceintures se présentent sous forme d'étroits sillons dans des terrains plutoniques de plus grande envergure.

STRATIGRAPHIE

La région couverte par le levé comprend principalement des roches archéennes de la Province du Supérieur (sous-province de Minto). À l'extrémité E de la carte, des roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador sont en contact structural avec le craton archéen. Le contact entre ces deux domaines géologiques est caractérisé par une déformation ductile intense, attribuée au chevauchement des roches de la Fosse sur le craton du Supérieur lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. Ce rapport portera sur-

tout sur les roches archéennes, les roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador étant décrites dans les rapports géologiques de Bergeron (1957) et de Freedman et Philpotts (1958).

Les roches archéennes de la région du lac Peters sont subdivisées en trois unités lithodémiques : 1) le Complexe de Troie (CT) situé dans le secteur centre-sud, 2) le Complexe de Qimussinguat (CQ) au nord-ouest et 3) le Complexe de Faribault-Thury (CFT) en bordure des deux autres unités. Sur la carte du champ magnétique total résiduel, le CT et le CQ se distinguent par un champ magnétique élevé et irrégulier. Le CFT, quant à lui, se localise dans les creux magnétiques. Le CT et le CQ sont essentiellement constitués par un assemblage de roches au faciès des granulites tandis que le CFT est composé de roches au faciès des amphibolites. Des zones de déformation ductile intense, observées à certains endroits, séparent les assemblages lithologiques métamorphisés au faciès des amphibolites des assemblages lithologiques métamorphisés aux faciès des granulites. Ces trois unités sont surtout composées de roches plutoniques et d'orthogneiss dans lesquelles on trouve plusieurs segments de ceintures de roches volcano-sédimentaires. Ces segments ont des dimensions maximales de cinq kilomètres de largeur sur plusieurs dizaines de kilomètres de longueur mais, la plupart sont relativement petites. Elles sont affectées par une déformation plicative polyphasée et sont tectoniquement démembrées. La relation entre les ceintures volcano-sédimentaires et les roches adjacentes est ambiguë. Les observations de terrain suggèrent que les ceintures volcano-sédimentaires sont tectoniquement transposées avec les encaissants intrusifs et que leurs contacts sont cisailés. Des intrusions monzonitiques et gabbronoritiques, surtout présentes dans le CT, recoupent les autres roches plutoniques et les orthogneiss. Les roches archéennes sont recoupées par des dykes mafiques d'âge Paléoprotérozoïque.

Archéen

COMPLEXE DE FARIBAUT-THURY (AftH)

Le Complexe de Faribault-Thury est une nouvelle unité lithodémique qui désigne un assemblage constitué de larges zones de roches intrusives, généralement gneissiques ou foliées, dans lesquelles on trouve des ceintures volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Les plus volumineuses de ces ceintures portent les noms informels de Faribault, Rivier, Tasiaalujjuaq, Hamelin, Curotte et Thury (figure 2). Les dimensions des ceintures sont variables. Elles peuvent être de petite taille (< 1 km²) ou atteindre une largeur d'environ 5 km sur plus de 20 km de longueur. Bien que le Complexe de Faribault-Thury coïncide, sur la carte du champ magnétique total résiduel (figure 3), avec une zone de bas magnétique, certaines

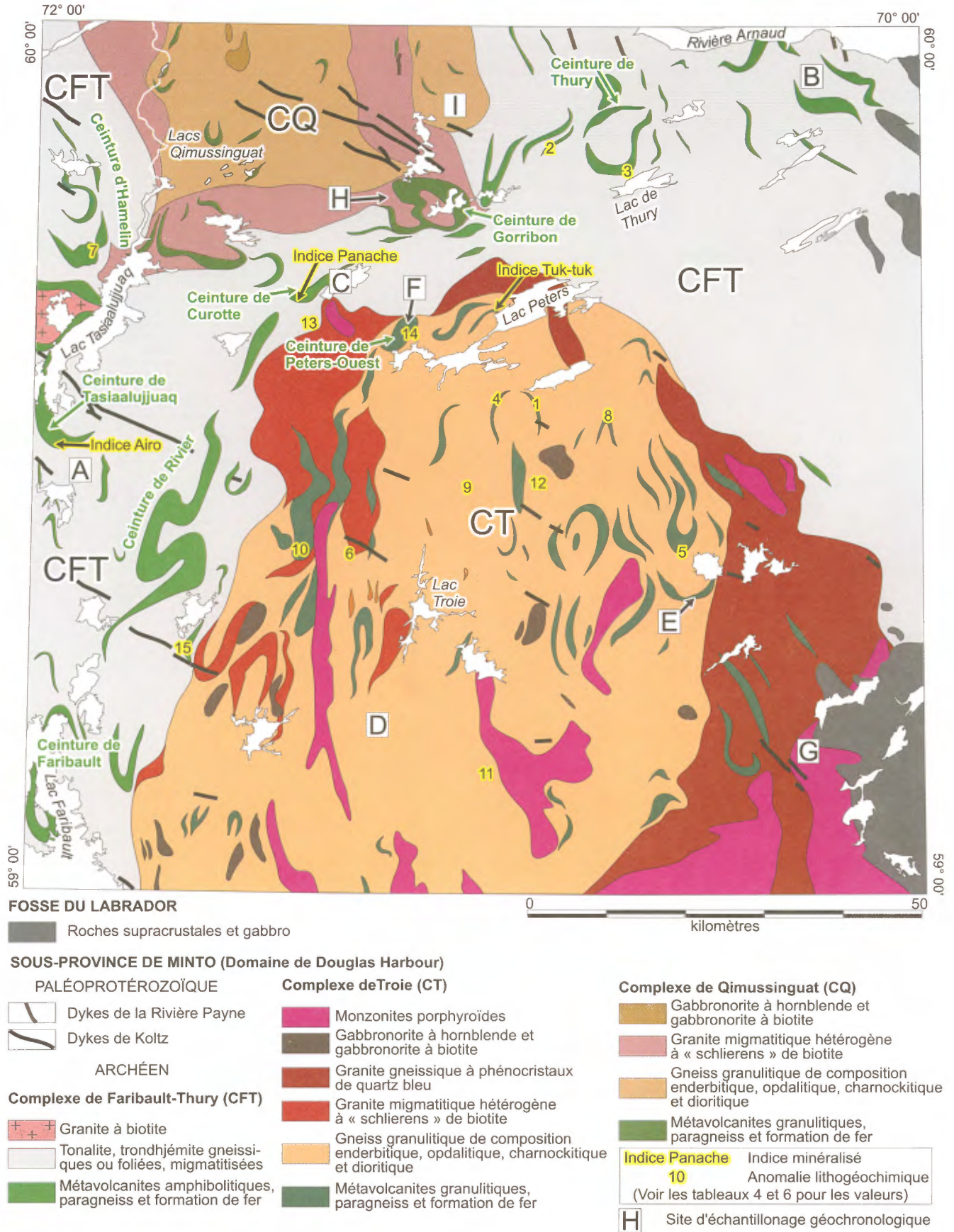


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région du lac Peters (SNRC 24M)

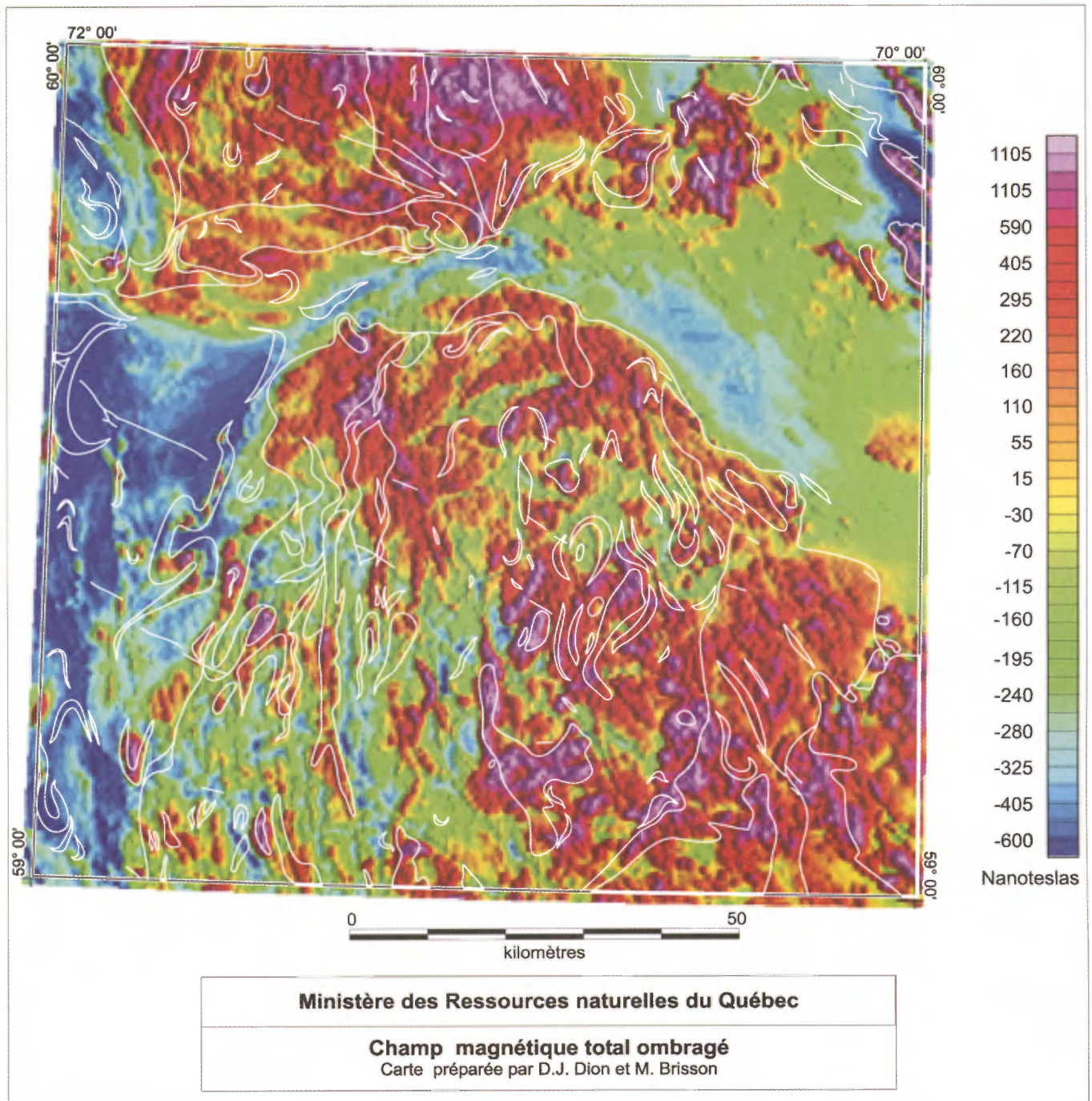


FIGURE 3 - Carte du champ magnétique total ombragé, feuillet SNRC 24M. Les lignes blanches correspondent aux contacts géologiques présentés à la figure 2.

ceintures incluses dans le Complexe, notamment celle de Rivier, coïncident avec des hauts magnétiques très localisés, alors que d'autres ceintures n'ont aucune expression magnétique.

Granite à biotite (AftH5)

Cette unité se situe dans la partie ouest de la carte. Le granite qui la compose est peu déformé, homogène, et

présente localement une foliation tectono-métamorphique. Ce granite recoupe les unités adjacentes. Il contient de la biotite (~3 %) ainsi que des traces d'apatite et du zircon. Le plagioclase est partiellement séricitisé et épidotisé. D'autres masses granitiques, trop petites pour être représentées sur la carte, contiennent de la biotite, de la muscovite, un peu de grenat et sont exemptes d'oxyde. Le granite montre une recrystallisation métamorphique mais conserve, par endroits, des phénocristaux de feldspaths magmatiques idiomorphes.

Toutefois, les échantillons les plus déformés montrent une texture granoblastique et des reliques de rubans de quartz.

Tonalite et trondhjémite (Aftth4)

Cette unité prédomine largement dans le Complexe de Faribault-Thury. Elle est surtout composée de tonalite et de trondhjémite en proportions à peu près égales et distribuées uniformément sur la carte. L'unité contient aussi, dans de moindres proportions, des corps décimétriques à kilométriques de diorite quartzifère, de diorite, de gabbro, de granodiorite, et de nombreux dykes de pegmatite granitique rose. Cet assemblage lithologique représente un exemple typique de *suite TTG* (tonalite-trondhjémite-granite) archéenne (voir Ridley et Kramers, 1990; Martin, 1994; Rudnick, 1995; Berger et Rollinson, 1997).

La tonalite, la trondhjémite et la granodiorite sont communément migmatisées avec, localement, une texture dia-texitique. Ces migmatites contiennent entre < 1 % et 15 % de mobilisat (localement jusqu'à 60 %), de composition trondhjémitique, leucotonalitique ou granitique. Les enclaves sont typiquement de la tonalite, de la diorite ou de la granodiorite. Dans la plupart des localités, la tonalite et la trondhjémite exhibent une gneissosité ou une foliation avec des « schlierens » riches en ferromagnésiens. Par endroits, le degré de déformation est faible mais, généralement, même les roches les plus homogènes sont déformées et exhibent une fabrique linéaire (l-tectonite) et des rubans de quartz très bien développés. À l'échelle de l'affleurement, les nez de plis métriques présentent un aspect chaotique où des enclaves plissées et déplacées les unes par rapport aux autres, baignent dans un mobilisat leucocrate. Sur les flancs de plis, la fabrique générale est plus homogène et montre une gneissosité ou une foliation bien définie.

En lames minces, la plupart des roches de cette unité ont une texture granoblastique. Les microfabriques observées dans ces roches montrent des degrés de déformation d'intensité variable. Les roches les moins déformées montrent, par endroits, des plagioclases antiperthitiques idiomorphes qui sont préservés de la déformation et de la recristallisation. Les roches plus déformées ont une foliation mylonitique partiellement oblitérée par une recristallisation statique.

La tonalite et la trondhjémite contiennent des proportions égales de quartz et de plagioclase. Le quartz est généralement en rubans polycristallins. Les cristaux de plagioclase sont souvent séricitisés et contiennent de petits grains d'épidote et de calcite secondaires. Moins de 10 % de feldspath potassique, typiquement de la microcline interstitielle, est observé dans la tonalite et la trondhjémite. Localement, ce type de roche contient plus de 10 % de feldspath potassique et sa composition devient granodioritique. La tonalite contient généralement entre 10 % et 40 % de minéraux ferromagnésiens alors que la trondhjémite en contient moins de 10 %. La biotite et la hornblende sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans ces ro-

ches. De la muscovite et du grenat d'origine métamorphique sont observés par endroits. Les minéraux accessoires sont les oxydes (magnétite et ilménite), le zircon, le sphène (< 8 %), l'apatite et, localement, l'allanite et l'épidote magmatique. L'épidote magmatique (< 1 % à 5 %) est idiomorphe mais montre des textures de résorption partielle. La présence de cette épidote magmatique indique un début de la cristallisation dans des conditions barométriques de 0,8 Gpa (Zen & Hammarstrom, 1984). Les phénomènes de résorption suggèrent une décompression subséquente à l'état magmatique. Les niveaux de diorite associés à la tonalite et à la trondhjémite sont principalement composés de plagioclase, de hornblende et de biotite. Ils contiennent aussi des reliques de pyroxène, généralement remplacé par la hornblende, la magnétite et l'ilménite.

Métavolcanites amphibolitiques (Aftth3)

Les roches volcaniques constituent la lithologie principale des ceintures supracrustales. Elles sont de composition mafique ou intermédiaire, contiennent de petits volumes d'ultramafites et sont métamorphosées au faciès des amphibolites. À l'échelle mésoscopique, ces roches exposent une foliation pénétrative, accentuée par un rubanement d'épaisseur centimétrique. Localement, elles sont nettement massives, et des textures et structures primaires telles que celles des laves coussinées, des tufs à cristaux, à lapillis ou à blocs peuvent être reconnues.

En lames minces, les volcanites mafiques et intermédiaires du Complexe de Faribault-Thury montrent communément une texture granoblastique polygonale et une granulométrie fine (~ 0,5 à 1 mm). Dans plusieurs cas, les cristaux prismatiques de hornblende s'orientent parallèlement à la foliation et à la linéation, et ils définissent une texture nématoblastique. Les principales phases minérales sont la hornblende verte (55 % à 75 %) et le plagioclase (20 % à 45 %). La biotite est peu abondante (<5 %) et partiellement chloritisée par endroits. Le quartz (<5 %), l'épidote (<1 % à 10 %), le sphène (<1 % à 5 %), le grenat (<1 % à 3 %) et, localement, des reliques de clinopyroxène presque entièrement remplacé par la hornblende, sont observés en quantité mineures.

Les ultramafites sont spatialement associées aux volcanites mafiques. Elles sont généralement hétérogènes, fortement métamorphosées et altérées. Localement, elles sont massives et à grains relativement fins, et représentent probablement des laves komatiitiques. Plus typiquement, elles sont de grains moyens à grossiers (5 mm à 15 mm) et essentiellement composées de pyroxénite, de périclase et, dans de moindres proportions, de dunite. La pyroxénite et la périclase correspondent à des intrusions ou des cumulates dérivés des coulées massives sus-jacentes, comme le suggère leur association avec des roches supracrustales.

Les ultramafites se composent essentiellement de pseudomorphes de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'olivine.

ne dans des proportions variables. Localement, ces minéraux sont frais mais, généralement, l'olivine est remplacée par de l'iddingsite et de la serpentine. L'anthophyllite, le clinocllore (chlorite magnésienne), l'épidote et le talc constituent les minéraux secondaires communs.

Paragneiss (Aft2)

Les paragneiss forment de minces horizons de puissance métrique à décamétrique dont l'extension latérale connue est généralement limitée à quelques kilomètres. Ils montrent un rubanement tectono-métamorphique et sont migmatisés. Des niveaux très localisés de marbre ou de roches calco-silicatées, intercalés dans le paragneiss, composent une infime partie de cette unité. Des dykes de pegmatite à tourmaline et grenat leur sont associés.

Le paragneiss se compose d'une matrice quartzofeldspathique à texture granoblastique. La biotite (15 % à 30 %) et le grenat (1 % à 5 %) sont communs dans ces roches. Le paragneiss contient aussi, dans des proportions variables, de la sillimanite, du graphite, de la muscovite, du rutile et de la tourmaline. Les porphyroblastes de grenat sont souvent poccilitiques, contenant de petites inclusions de biotite, de sillimanite, de quartz, de plagioclase ou de graphite. Localement, la chlorite remplace la biotite.

À l'échelle mésoscopique, le marbre se présente sous forme de niveaux de puissance décamétrique à métrique, parallèles à la fabrique générale. Ces niveaux sont en relief négatif par rapport aux lithologies adjacentes. En lames minces, le marbre montre une recristallisation statique complète des minéraux qui le composent. La taille moyenne des néoblastes est d'environ 2 mm mais peut atteindre 10 mm. Le marbre est essentiellement composé de calcite ou de dolomie et contient environ 15 % de minéraux secondaires, notamment le diopside, la forstérite (olivine magnésienne), le sphène et des minéraux du groupe des humites. Ces minéraux se concentrent dans des bandes millimétriques à centimétriques définissant le rubanement tectono-métamorphique.

Peu de roches calco-silicatées ont été identifiées sur le terrain. Les quelques échantillons observés en lames minces montrent un rubanement tectono-métamorphique d'épaisseur millimétrique et une texture granoblastique. La taille des grains varie entre 0,5 mm et 2 mm. Ces roches sont constituées de diopside, de calcite, de scapolite, de sphène, de quartz, de plagioclase et de hornblende. La proportion de ces minéraux varie d'un ruban à l'autre. Localement, on trouve de l'épidote ou de la hornblende au pourtour des cristaux de scapolite. De rares cristaux idiomorphes de tourmaline sont observés par endroits.

Formation de fer (Aft1)

Les formations de fer se présentent sous la forme de bandes dont la puissance varie généralement entre 1 m et 10 m. Toutefois, des bandes de plus de 50 m de puissance

ont été observées à quelques endroits. Les formations de fer peuvent se trouver seules, en contact avec des orthogneiss et des roches intrusives, ou intercalées avec des métasédiments et des volcanites. On trouve fréquemment des zones d'altération hydrothermale à proximité des formations de fer.

Les formations de fer sont métamorphosées. En lames minces, elles montrent une texture granoblastique bien développée. Elles sont généralement rubanées mais peuvent aussi, par endroits, être homogènes et foliées. Les formations de fer ont des compositions qui varient d'une localité à l'autre. Deux faciès ont été reconnus : le *faciès silicaté*, essentiellement constitué de silicates ferrifères et de quartz et, le *faciès oxydé*, composé de magnétite et de quartz.

Les formations de fer au faciès silicaté se composent essentiellement de grenat et de quartz concentrés en fins rubans millimétriques à centimétriques. Plus rarement, ce faciès est dominé par une lithologie composée de grunérite et de quartz. Les formations de fer au faciès silicaté contiennent aussi, en moindre proportion, de la magnétite, de la hornblende, de la biotite, de la calcite et de la pyrite. De l'apatite et du zircon sont présents en traces.

Les formations de fer au faciès oxydé sont caractérisées par l'alternance millimétrique de lamines de quartz et de magnétite. Localement, la magnétite forme des amas polycristallins, de taille centimétrique et de forme allongée, disposés parallèlement à la foliation. Le faciès oxydé contient, à quelques endroits, un peu de grunérite, de grenat et d'apatite.

COMPLEXE DE TROIE (Atie) ET COMPLEXE DE QIMUSSINGUAT (Aqim)

Le Complexe de Troie et le Complexe de Qimussinguat constituent deux nouvelles unités lithodémiques ayant des assemblages lithologiques communs. Ces complexes sont essentiellement constitués d'orthogneiss quartzofeldspathiques migmatitiques à orthopyroxène et clinopyroxène. Plus rarement, des niveaux massifs et homogènes sont préservés. Ces assemblages lithologiques renferment également des ceintures volcano-sédimentaires métamorphosées au faciès des granulites. Les ceintures supracrustales des complexes de Troie et de Qimussinguat sont généralement moins volumineuses que celles du Complexe de Faribault-Thury. Deux ceintures sont informellement nommées : la ceinture de Peters-Ouest du Complexe de Troie et la ceinture de Gorribon du Complexe de Qimussinguat (figure 2). L'épaisseur moyenne des ceintures présentes dans les complexes de Troie et de Qimussinguat varie entre 500 m et 1,5 km, mais elle peut atteindre plus de 3 km par endroits. Les ceintures sont généralement plissées et démembrées, et leur extension ne dépasse pas 15 km de longueur.

Sur la carte du champ magnétique total résiduel (figure 3), les complexes de Troie et de Qimussinguat se distinguent

par deux larges zones où le champ magnétique est élevé et irrégulier. La zone qui correspond au Complexe de Troie est de forme ovale, couvre une bonne partie du feuillet SNRC 24M et se poursuit au sud, sur le feuillet 24L. Celle qui correspond au Complexe de Qimussinguat forme une bande d'environ 60 km de large qui débute dans la partie nord du feuillet SNRC 24M et se poursuit vers le NNW sur plus de 140 km.

Monzonites et monzodiorite à quartz porphyroïdes (Atie9)

Les roches monzonitiques n'ont été observées que dans le Complexe de Troie. Elles forment un ensemble d'intrusions dans ce complexe. On voit parfois, sur certains affleurements, des évidences de mélange de magmas entre les gabbronorites à biotite de l'unité Atie8 et les roches monzonitiques, indiquant que les deux magmas se sont mis en place en même temps.

Les roches monzonitiques, tout comme les gabbronorites à biotite, sont parmi les roches les moins déformées de la région. Ces intrusions sont probablement tarditectoniques, empruntant les grandes structures régionales orientées N-S. Elles sont généralement de forme allongée et couvrent des superficies de 5 km² à plus de 100 km². Elles ont une largeur moyenne de 5 km et mesurent jusqu'à 40 km de longueur.

Typiquement, les roches monzonitiques montrent une texture porphyroïde. Elles sont parfois déformées, avec une foliation définie par l'alignement des phénocristaux. Elles sont toutefois massives par endroits. La composition de cette unité varie de la monzonite quartzifère à la monzonite et à la monzodiorite à quartz. Les roches monzonitiques contiennent entre 25 % et 50 % de phénocristaux (1-5 cm) idiomorphes d'orthose, localement microperthitiques. Elles contiennent aussi de plus petits phénocristaux de plagioclase (20 % à 35 %) généralement séricitisés. Dans les faciès les plus différenciés, on trouve des phénocristaux idiomorphes de quartz. Entre les phénocristaux, on trouve du quartz (5 % à 20 %), de la hornblende verte (< 1 % à 10 %) et de la biotite (5 % à 15 %). La hornblende et la biotite sont localement chloritisées. Les minéraux accessoires sont, l'apatite, le sphène, l'épidote et le zircon. Entre 1 % et 3 % d'oxydes (magnétite et ilménite) sont présents sous forme de petits grains disséminés dans la roche ou dans les clivages des cristaux de biotite. La biotite et la hornblende forment par endroits des symplectites avec le quartz. Les roches monzonitiques montrent une néoblastose localisée en bordure des grains de feldspaths et à l'intérieur des plages de quartz. L'orientation préférentielle des néoblastes de quartz indique que la recristallisation s'est produite lors d'un épisode de déformation ductile (recristallisation dynamique).

Gabbronorite à hornblende et gabbronorite à biotite (Atie8) et (Aqim6)

De petits corps intrusifs de gabbronorite dont les surfaces n'excèdent pas 20 km² se répartissent sur l'ensemble du Complexe de Troie (Atie) et du Complexe de Qimussinguat (Aqim). On trouve communément ces roches à l'intérieur des unités de gneiss granulitique (Atie4 et Aqim4), sous forme d'enclaves de taille métrique entourées de mobilisat felsique, définissant ainsi une texture agmatitique. Dans le Complexe de Troie, on trouve aussi des gabbronorites sous forme de dykes ou de petites intrusions, à proximité ou à l'intérieur des corps monzonitiques (Atie9) décrits précédemment. Sur la base d'observations pétrographiques et géochimiques, il est possible d'identifier deux types de gabbronorite : la gabbronorite à hornblende et la gabbronorite à biotite. Ces deux types de gabbronorites occupent les mêmes environnements géologiques et ne sont pas différenciés sur la carte.

En lames minces, les gabbronorites montrent une texture granoblastique hétérogranulaire où la taille des grains varie entre 1 et 5 mm. Localement, on observe des reliques de texture subophitique mais le plus souvent, les textures ignées primaires sont remplacées par des textures de recristallisation. Les gabbronorites sont principalement composées de clinopyroxène (10 % à 35 %), d'orthopyroxène (5 % à 30 %) et de plagioclase (40 à 55 %). Les gabbronorites à hornblende contiennent entre 15 % et 30 % de hornblende verte remplaçant partiellement les pyroxènes, et une petite quantité de biotite (1 % à 5 %). Ce premier type de gabbronorite est généralement déformé et montre une foliation bien développée. Les gabbronorites à biotite contiennent entre 5 % et 15 % de biotite et moins de 5 % de hornblende. Ce deuxième type de gabbronorite est moins déformé que le précédant et forme localement des dykes dans lesquels on observe une texture porphyroïde ignée. Ce type de dyke coupe la monzonite. Dans ces gabbronorites à biotite, le plagioclase forme, localement, des phénocristaux idiomorphes, zonés et antiperthitique par endroits. Les minéraux secondaires observés dans les deux types de gabbronorite sont l'apatite (1 % à 3 %) et le quartz (1 % à 2 %). Ces roches contiennent entre 5 % et 15 % de minéraux opaques disséminés dans la roche, principalement la magnétite et l'ilménite.

Granite gneissique à phénocristaux de quartz bleu (Atie6)

Le granite gneissique à phénocristaux de quartz bleu ne se trouve que dans les parties E et N du Complexe de Troie. Dans son ensemble, l'unité *Atie6* est hétérogène et les proportions de roches qui la composent varient d'une localité à l'autre. Cette unité se caractérise avant tout par

l'abondance de matériel granitique à phénocristaux de quartz bleu contenant entre <1 % et 20 % d'enclaves de compositions variées. Ce granite est généralement homogène, gneissique ou folié et montre une granulométrie moyenne (1 à 3 mm). Certains secteurs hétérogènes, caractérisés par une texture diatexitique, se composent de plus de 10 % d'enclaves et contiennent des « schlierens » de biotite. Les enclaves ont des dimensions qui varient du centimètre à quelques dizaines de centimètres. Elles se composent de schiste à biotite, de tonalite, de granodiorite, de diorite ou de metabasite. Cette unité contient aussi une proportion significative de tonalite gneissique ou foliée et généralement migmatitique à l'intérieur de laquelle on observe, par endroits, des reliques d'orthopyroxène. Ces tonalites sont comparables à celles de l'unité *Atie4* qui sera décrite ultérieurement.

En lames minces, le granite gneissique à phénocristaux de quartz bleu montre communément une texture ignée où les cristaux de feldspath sont idiomorphes. On observe une néoblastèse localisée en bordure des grains de feldspaths et à l'intérieur des plages de quartz qui montrent des subgrains en forme de damier. Dans ce granite, le plagioclase est séricitisé et contient de petits grains d'épidote et de calcite secondaire. L'orthose y est généralement frais. Le granite contient aussi de la biotite (1 % à 10 %), de l'apatite (<1 %), entre 2 % et 10 % de minéraux opaques (surtout la magnétite), des traces de zircon et, localement, de petites quantités de sphène.

Granite migmatitique hétérogène (*Atie5* et *Aqim5*)

Les unités *Atie5* et *Aqim5*, que l'on trouve respectivement dans le Complexe de Troie et le Complexe Qimussinguat sont comparables à l'unité de granite à quartz bleu (*Atie6*). Les unités *Atie5* et *Aqim5* sont cependant encore plus hétérogènes que l'unité *Atie6* et les textures migmatitiques y sont omniprésentes. Les unités *Atie5* et *Aqim5* se caractérisent par l'occurrence de masses plus ou moins homogènes composées de granite à « schlierens » de biotite dans lequel on trouve entre <1 % et 20 % d'enclaves de compositions variées. Ces unités contiennent aussi de la tonalite gneissique ou foliée dans laquelle on observe, par endroits, des reliques d'orthopyroxène. Ces roches tonalitiques montrent une texture migmatitique, contenant entre 30 % et 60 % de mobilisat granitique.

Gneiss granulitique (*Atie4*) et (*Aqim4*)

Les unités *Atie4* (Complexe de Troie) et *Aqim4* (Complexe de Qimussinguat) sont essentiellement constituées d'orthogneiss et de roches ignées foliées dont la composition varie de felsique à intermédiaire. Ces roches granulitiques sont caractérisées par la présence de l'orthopyroxène. Elles sont de composition enderbitique (tonalite à hyperstène), opdalitique (granodiorite à hyperstène) ou, dans de moindres proportions, charnockitique (granite à hyperstène)

et dioritique. Elles sont généralement migmatisées, contenant entre 10 % et 60 % de mobilisat felsique à deux pyroxènes. Dans les localités les plus migmatisées, le mobilisat est envahissant et constitue plus de 85 % de la roche.

En lames minces, les orthogneiss et les roches intrusives à deux pyroxènes montrent une texture granoblastique communément polygonale et une granulométrie qui varie de fine (0,5 à 1 mm) à moyenne (1 à 3 mm). Ces roches sont essentiellement constituées de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de ferromagnésiens dans des proportions respectives à chacune des lithologies. Les minéraux ferromagnésiens sont la biotite brun-rouge, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la hornblende. Le quartz forme souvent des rubans polycristallins. La hornblende, de nature secondaire, se situe généralement au contact avec les pyroxènes et, localement, enrobe ces derniers. La biotite se présente sous forme de porphyroblastes idiomorphes. Entre 5 % et 20 % de minéraux opaques, essentiellement de la magnétite, sont disséminés dans ces roches. Les minéraux secondaires les plus communs sont l'apatite et le zircon.

Métavolcanites granulitiques (*Atie3*) et (*Aqim3*)

Les métavolcanites mafiques sont les roches supracrustales les plus abondantes des complexes de Troie et de Qimussinguat. Ces roches sont généralement de composition mafique, localement intermédiaire. Quelques corps d'ultramafites aux volumes restreints ont été identifiés dans les deux complexes. À l'échelle mésostructurale, les métavolcanites montrent un rubanement d'épaisseur centimétrique ou sont massives par endroits. Elles sont métamorphosées au faciès des granulites.

Sous le microscope, les métavolcanites montrent une texture granoblastique polygonale et une granulométrie fine (~ 0,5 à 1 mm). Elles sont principalement composées de plagioclase (5 % à 35 %), d'orthopyroxène (10 % à 25 %), de clinopyroxène (10 % à 25 %) et de hornblende verte (5 % à 30 %). Ces roches contiennent aussi des quantités mineures de biotite et de quartz. De la magnétite et autres minéraux opaques (1 % à 10 %) sont présents sous forme de petits grains disséminés dans la roche. Les critères utilisés pour distinguer les volcanites des roches intrusives mafiques sur le terrain et en lames minces sont leur granulométrie fine, leur homogénéité et leur association avec les paragneiss et les formations de fer. Cependant, une étude géochimique est nécessaire pour mieux caractériser ces roches.

Les ultramafites des complexes de Troie et de Qimussinguat sont comparables à celles observées dans le Complexe de Faribault-Thury (voir *Afh3*). Elles sont généralement spatialement associées aux volcanites mafiques mais certains corps forment de petits affleurements isolés à l'intérieur de l'unité de gneiss granulitique (*Atie4* et *Aqim4*). Ces roches sont essentiellement composées de pyroxénite, périclase et, dans de moindres proportions, de dunite. Les

pyroxénites et les péridotites sont soit de nature intrusive soit des cumulats dérivés des coulées volcaniques.

Paragneiss (Atie2 et Aqim2)

Dans les complexes de Troie et de Qimussinguat, les paragneiss ne sont observés que très localement. Ils forment de minces horizons de puissance métrique à décamétrique dont l'extension latérale se limite à quelques centaines de mètres. Ils sont généralement constitués de paragneiss quartzofeldspathique très migmatitisés et à fort rubanement tectono-métamorphique. Le mobilisat granitique constitue souvent plus de 60 % de la roche. À quelques endroits, on trouve de minces niveaux de marbre et de roches calco-silicatées intercalées avec les paragneiss, les volcanites ou les formations de fer.

Le paragneiss se compose essentiellement d'une matrice quartzofeldspathique à texture granoblastique. On y trouve généralement entre 15 % et 30 % de biotite brun rougeâtre. Ces roches contiennent aussi, dans des proportions variables de la cordiérite, du grenat, du spinelle et de la sillimanite. Les niveaux de marbre et de roches calco-silicatées observés dans les séquences supracrustales des complexes de Troie et de Qimussinguat sont très semblables à ceux du Complexe de Faribault-Thury (voir *Afth2*). Le marbre se compose essentiellement de carbonate (calcite ou dolomie) et contient environ 15 % de minéraux secondaires, notamment le diopside, la forstérite (olivine magnésienne), les minéraux du groupe des humites et le sphène. Les roches calco-silicatées se composent de diopside, de calcite, de scapolite, de sphène, de quartz et de plagioclase.

Formation de fer (Atie1 et Aqim1)

Des niveaux de formation de fer dont la puissance varie entre 1 m et 10 m sont présents dans les complexes de Troie et de Qimussinguat. Ces roches se rencontrent, isolées au contact avec les orthogneiss ou les intrusions foliées des unités *Atie4* et *Aqim4*, ou intercalées avec des paragneiss et des métavolcanites. Les formations de fer sont communément rubanées. Deux faciès principaux sont identifiés : les formations de fer au faciès silicaté et les formations de fer au faciès oxydé.

Les formations de fer sont métamorphosées et présentent, sous le microscope, une texture granoblastique bien développée. Les formations de fer du faciès silicaté sont essentiellement composées de grenat et de quartz. Par endroits, on trouve de l'orthopyroxène et du clinopyroxène probablement en remplacement de la grunérite. Ces minéraux se concentrent généralement dans des niveaux individualisés pour former des rubans d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Localement, la hornblende remplace partiellement les pyroxènes. Les formations de fer au faciès silicaté

contiennent aussi, en moindres proportions, de petits grains de magnétite et des porphyroblastes de biotite, disséminés dans ces roches. Les formations de fer au faciès oxydé se composent surtout de magnétite et de quartz. Localement, la magnétite forme des amas polycristallins de taille centimétrique et de forme allongée, disposés parallèlement à la foliation. Les formations de fer au faciès oxydé contiennent aussi, à quelques endroits, un peu de clinopyroxène partiellement remplacé par de la hornblende, de la biotite et de l'apatite.

Paléoprotérozoïque

DYKES DE LA RIVIÈRE PAYNE (pPpay) ET DYKES DE KLOTZ (pPKtz)

Les unités archéennes de la région du lac Peters sont recoupées par des dykes mafiques d'âge Paléoprotérozoïque. Ces dykes, dont l'épaisseur varie entre 15 et 100 m, ne sont généralement pas déformés et ils sont peu métamorphosés, sauf ceux qui affleurent dans la partie est de la carte où les déformations protérozoïques ont eu des effets importants. Ils appartiennent à deux essaïms distincts; l'essaïm de la rivière Payne, orienté NNW-SSE, et l'essaïm de Klotz, orienté NW-SE (Fahrig *et al.*, 1985; Buchan *et al.*, 1998). Dans ce rapport, nous utilisons les termes « Dykes de la Rivière Payne » (pPpay) et « Dykes de Klotz » (pPKtz) pour désigner deux lithodèmes qui correspondent aux essaïms du même nom. Les *Dykes de la Rivière Payne* sont observés au N de la région cartographiée, en bordure de la rivière Arnaud tandis que les *Dykes de Klotz* se trouvent sur l'ensemble du feuillet (figure 2). Deux échantillons de bordure de trempe ont donné, pour les Dykes de la Rivière Payne, des âges K-Ar de 1875 et 1790 Ma, suggérant un âge de mise en place légèrement supérieur à 2000 Ma (Fahrig *et al.*, 1985). Un échantillon provenant des Dykes de Klotz a livré un âge U-Pb de 2209 Ma (Buchan *et al.*, 1998).

Les Dykes de la Rivière Payne et les Dykes de Klotz sont composés de gabbro à texture ophitique. À l'intérieur des dykes, la granulométrie varie de moyenne à grossière. Ces roches sont constituées de cristaux de plagioclase idiomorphe entourés d'une matrice composée de clinopyroxène et, localement, d'orthopyroxène. Des oxydes de Fe-Ti, un peu de quartz et de la biotite sont aussi présents. Les bordures des dykes sont figées sur une dizaine de centimètres, contenant des microcristaux idiomorphes de plagioclase et d'augite, alignés parallèlement avec les contacts du dyke. Les dykes sont localement altérés et montrent un peu de chlorite et d'amphibole en remplacement partiel des minéraux ferro-magnésiens ainsi que de la séricite et de l'épidote associées aux plagioclases.

MÉTAMORPHISME

La région du lac Peters est constituée de deux «dômes» granulitiques correspondant aux complexes de Troie et de Qimussinguat. Ces dômes sont ceinturés par des roches métamorphisées au faciès des amphibolites (Complexe de Faribault-Thury). À l'exception d'un rétro-métamorphisme tardif et de faible intensité, restreint à la bordure interne des complexes granulitiques, tous les assemblages minéralogiques suggèrent un métamorphisme prograde. Dans le secteur W de la carte, des zones de cisaillement ductile juxtaposent des roches au faciès des granulites avec des roches au faciès des amphibolites. Cette situation prévaut probablement du côté E mais le passage du faciès des granulites au faciès des amphibolites semble plus graduel.

Dans le Complexe de Faribault-Thury, les paragneiss contiennent couramment l'assemblage métamorphique grenat +biotite ±sillimanite ±muscovite et, localement, de la

staurotide. Les volcanites mafiques contiennent l'assemblage hornblende +plagioclase ±quartz ±grenat. Ces assemblages minéralogiques témoignent d'un métamorphisme régional au sous-faciès moyen des amphibolites. Les assemblages métamorphiques observés dans les paragneiss sont les plus caractéristiques. Ces assemblages limitent les conditions de températures entre ~ 550°C et 650°C et les conditions de pressions entre ~ 0,4 Gpa et 0,6 Gpa (figure 4).

Dans les complexes granulitiques de Troie et de Qimussinguat, les orthogneiss, les intrusions foliées et les mobili-sats felsiques contiennent communément de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et de la hornblende. Les paragneiss possèdent généralement de la biotite. On trouve aussi dans ces roches, dans des proportions variables, du grenat, de la cordiérite, de la sillimanite et de l'hercynite (spinel vert foncé). Dans les volcanites mafiques, on trouve généralement l'assemblage orthopyroxène +clinopyroxène +hornblende. L'assemblage cordiérite +grenat ±hercynite et la présence assez répandue de sillimanite, observés dans les paragneiss, suggèrent que, dans les deux dômes granulitiques, le métamorphisme régional a atteint des conditions de températures élevées (~ 950°C) et de pressions modérées (<0,8 Gpa).

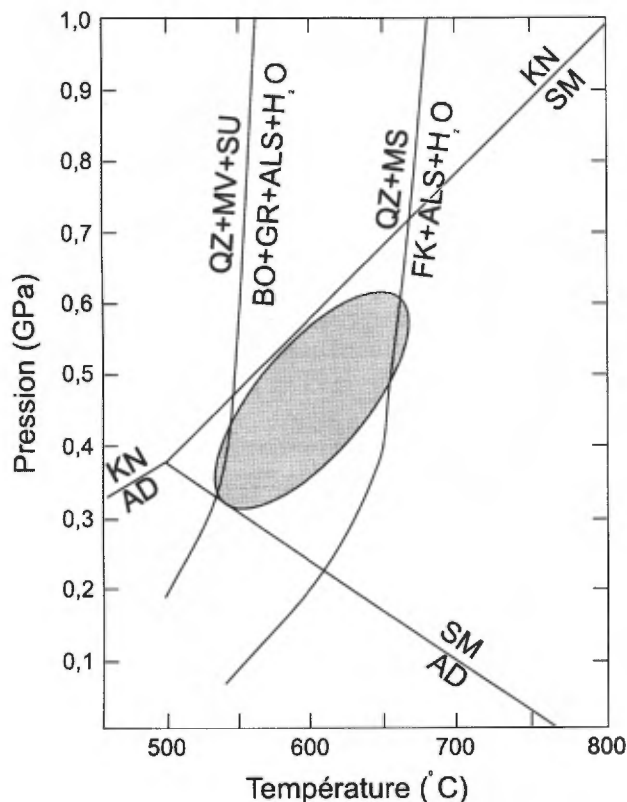


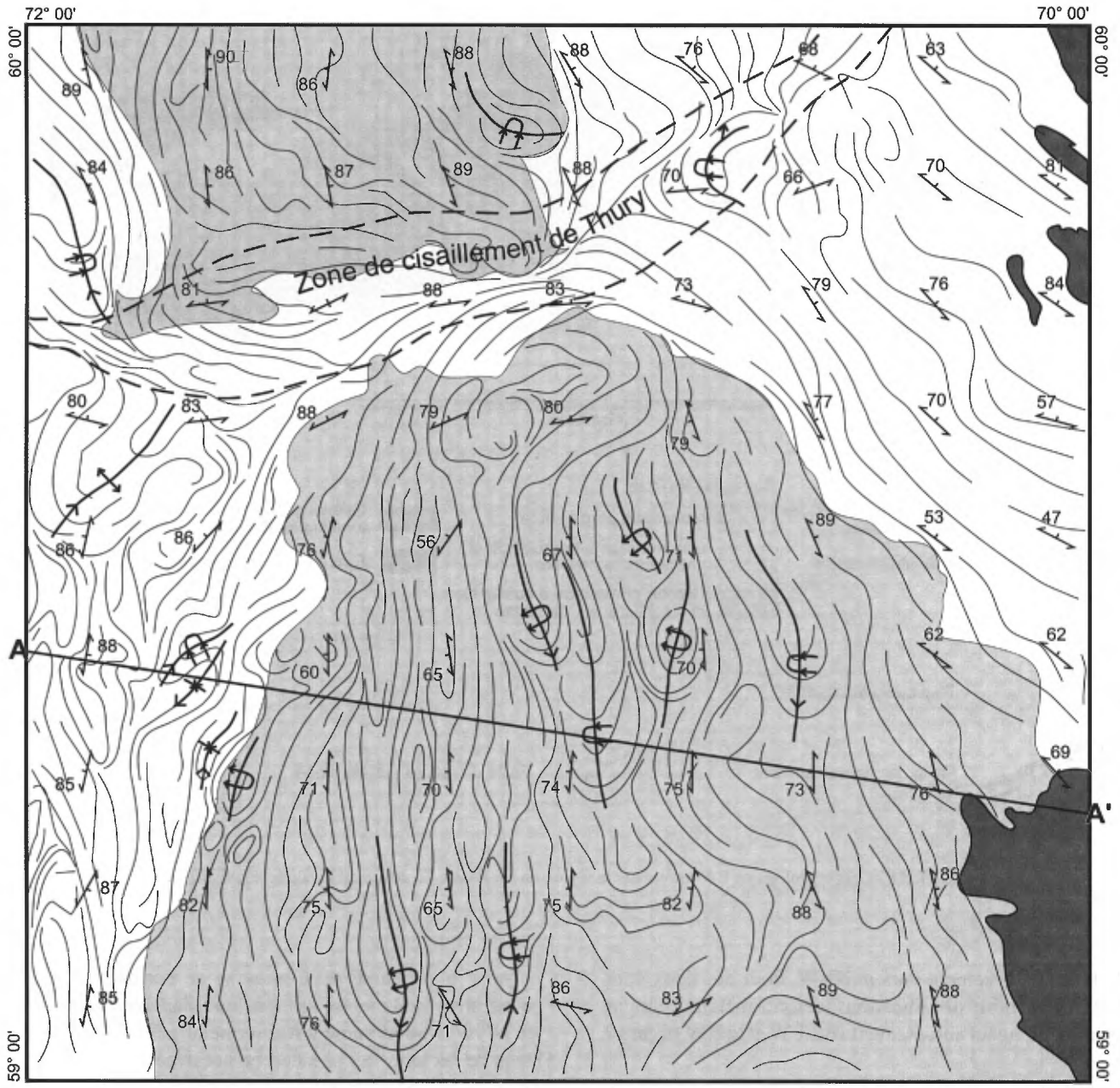
FIGURE 4 - Grille pétrogénétique (tirée de Yardley, 1989). La zone ombragée correspond aux conditions de pression et de température métamorphiques observées dans le Complexe de Faribault-Thury. AD = andalousite, ALS = allumino-silicates, BO = biotite, GR = grenat, KF = feldspath potassique, KN = kyanite, MS = muscovite, QZ = quartz, SM = sillimanite, SU = staurotide.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région cartographiée est affectée de déformations plicatives complexes et d'intensité variable, auxquelles se superpose une déformation fragile caractérisée par le développement d'un réseau majeur de linéaments dont plusieurs excèdent 40 à 50 km de longueur. Ce réseau de fractures est particulièrement bien développé dans le Complexe de Troie où de nombreux linéaments de direction NNE-SSW, NE-SW et NW-SE contrôlent le réseau hydrographique de toute la portion centre et centre sud de la carte. Une altération à laquelle est associée l'épidotisation et l'hématisation est observée aux environs de ces grandes failles fragiles.

Une étroite correspondance existe entre les assemblages lithologiques des trois complexes et le style de déformation qui les affecte. La figure 5 présente une carte simplifiée des trajectoires structurales obtenues par l'analyse conjuguée des photographies aériennes, des cartes du champs magnétique et des données structurales planaires mesurées sur le terrain.

Les unités lithologiques du Complexe de Troie sont caractérisées par la présence d'une foliation ou d'une gneissosité anciennes reprises dans de grands plis régionaux orientés N-S. Les plis sont généralement serrés, déversés vers l'est et d'amplitude kilométrique à plurikilométrique (figure 6). Un style de déformation similaire est reconnu dans les assemblages lithologiques du Complexe de Qimussinguat où l'orientation de la fabrique planaire régio-



0 50
kilomètres







 Trajectoire structurale
A — A' Coupe géologique (voir la figure 6)
 62 Foliation moyenne calculée
  Surface axiale d'un pli synforme : (a) déjeté, (b) droit avec sens du plongement de l'axe de pli
  Surface axiale d'un pli antiforme : (a) déjeté, (b) droit

FIGURE 5 - Carte simplifiée des trajectoires structurales de la région du lac Peters.

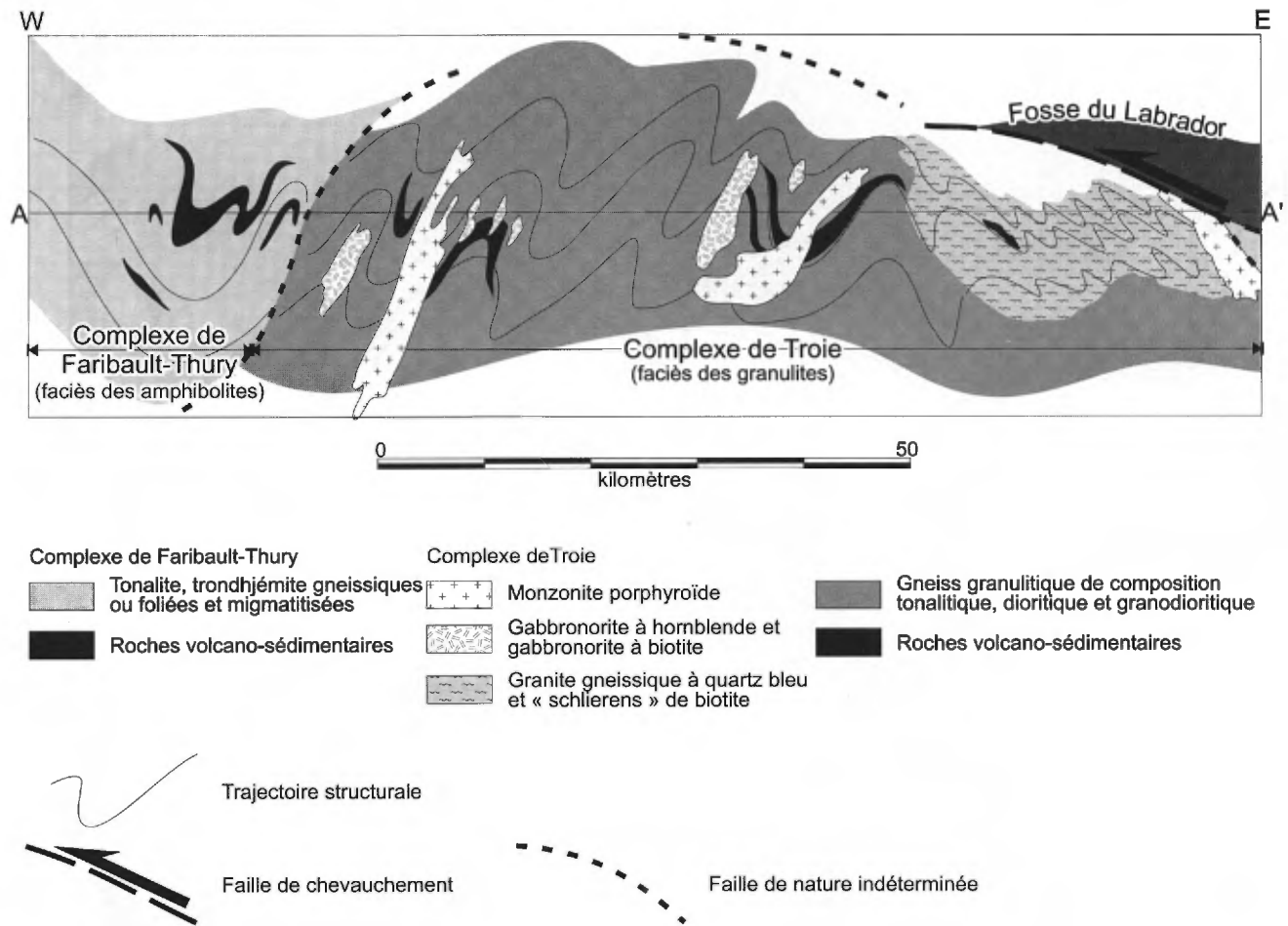


FIGURE 6 - Coupe géologique E-W traversant la région du lac Peters. La coupe est localisée à la figure 5.

nale tourne légèrement vers le NNW. Pour ces deux complexes, l'ensemble des linéations tectono-métamorphiques mesurées, plongent abruptement vers l'W et le NW (figure 7, a et b).

Le Complexe de Faribault-Thury est le siège de changements importants dans le style de la déformation. Dans le secteur SW, les assemblages lithologiques sont caractérisés par le développement d'une fabrique planaire intense, subverticale et orientée N-S. On y reconnaît quelques cisaillements majeurs, également orientés N-S, qui juxtaposent des lambeaux tectoniques décamétriques à kilométriques au faciès des amphibolites (Complexe de Faribault-Thury), avec des lambeaux au faciès des granulites (Complexe de Troie). La géométrie des ceintures de Rivier et de Hamelin témoigne également de la déformation plicative complexe (plis non planaires) qui affecte l'ensemble des unités lithologiques supracrustales de ce complexe. Les linéations tectono-métamorphiques y sont généralement bien développées, plongeant modérément à abruptement vers le NE (figure 7c).

Dans le secteur E du Complexe de Faribault-Thury, le patron structural montre une fabrique planaire intense orientée NNW et modérément à fortement inclinée vers le NE. Dans ce secteur, la zone de contact avec le Complexe de Troie n'est pas exposée et sa nature demeure incertaine. Toutefois, le passage du faciès des granulites (Complexe de Troie) au faciès des amphibolites (Complexe de Faribault-Thury) semble plus graduel du côté E de la carte que du côté W. Malgré une fabrique planaire généralement bien développée, aucune zone de cisaillement majeure n'a été identifiée. Dans le secteur E du Complexe de Faribault-Thury, les linéations d'étirement sont bien développées et leur orientation est constante avec un plongement modéré à fort vers le NW (figure 7d). La fabrique planaire régulière, inclinée vers l'E (figure 6) couplée à l'orientation systématique des linéations vers le NW, suggèrent qu'une portion du socle a été reprise dans la déformation protérozoïque de l'orogénèse Hudsonienne. Cette hypothèse reste toutefois à vérifier.

Une zone de cisaillement ductile majeure, la *zone de cisaillement de Thury* (figure 5), traverse la partie N du

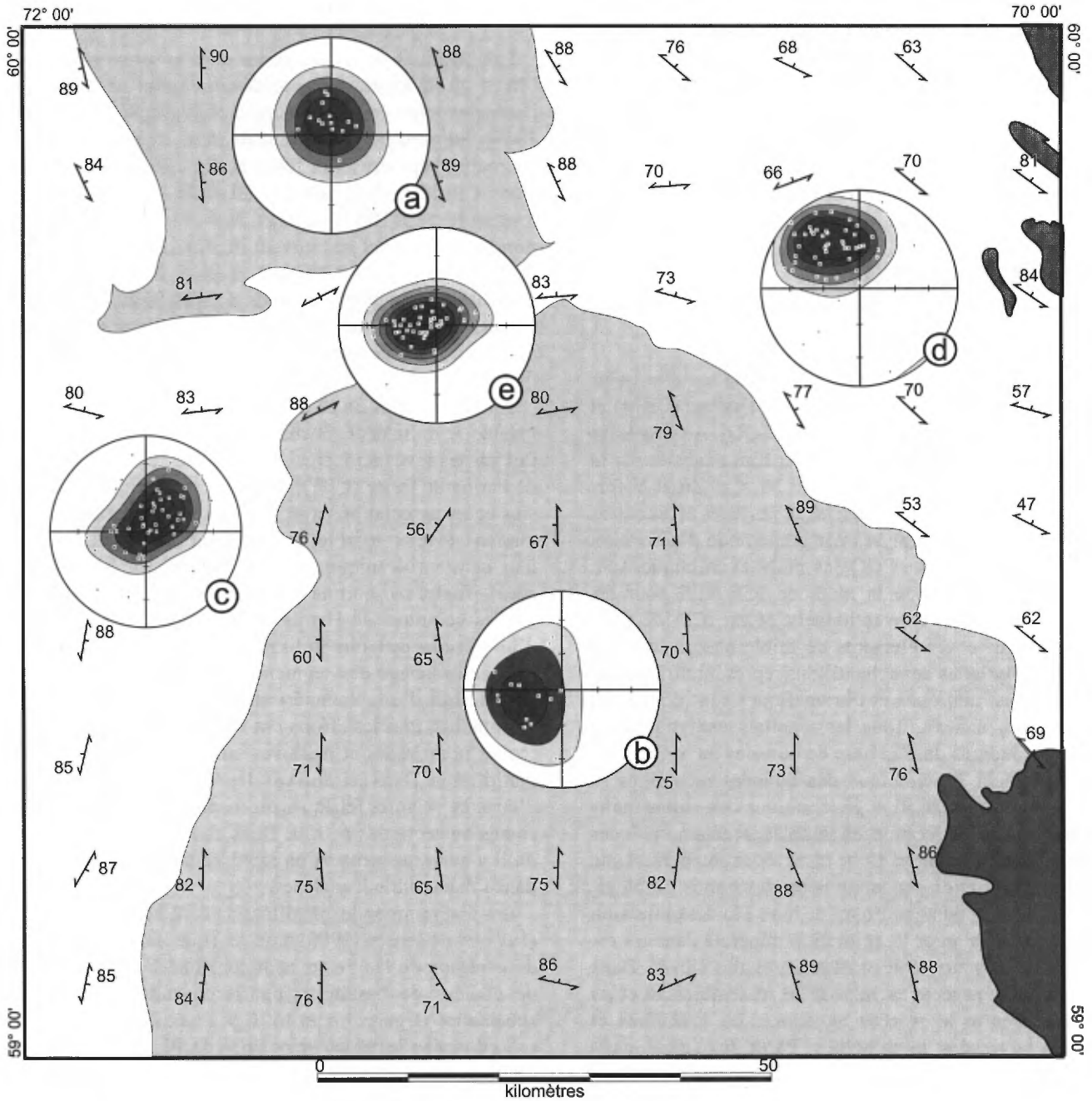


FIGURE 7 - Projections stéréographiques équiangles des linéations tectonometamorphiques. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986) (N=nombre de données) : (a) Complexe de Qimussinguat, N=17, (b) Complexe de Troie, N=16, (c) partie W du Complexe de Faribault-Thury, N=56, (d) partie E du Complexe de Faribault-Thury, N=52, (e) zone de cisaillement de Thury, N=50. Les structures planaires représentées sur la carte sont des foliations moyennes calculées.

feuillelet du lac Peters et sépare les complexes de Troie et de Qimussinguat. Cette zone, orientée NE-SW, s'étend de l'extrémité est du lac De Thury jusqu'au centre ouest du lac Tasiaalujuaq. Une fabrique planaire intense, accentuée par la transposition tectonique des unités lithologiques, le développement d'un rubanement mylonitique et le démem-

brement des ceintures supracrustales, caractérisent le style structural de cette zone. Toutes les structures planaires y sont réorientées ENE-WSW avec un pendage abrupt vers le NW. Les linéations d'étirement plongent systématiquement vers l'WSW (figure 7e).

Les effets de la zone de cisaillement de Thury sont particulièrement bien représentés sur plusieurs kilomètres en bordure sud du Complexe de Qimussinguat, où la fabrique planaire régionale est brusquement réorientée de N-S à NE-SW (figure 5). De plus, le style structural de la ceinture de Gorribon et des autres petites ceintures en bordure sud du Complexe de Qimussinguat, suggèrent un entraînement tectonique dans la zone de cisaillement de Thury.

LITHOGÉOCHIMIE

Les échantillons utilisés dans cette étude ont été analysés au Centre de recherche minérale du Québec (CRM) et au Centre géoscientifique du Québec (CGQ). Au CRM, les éléments majeurs, Nb, Rb, Sr, Y et Zr sont analysés par la méthode de Fluorescence-X (XRF); Ni, Cu, Zn et V forment l'ensemble plasma-traces; les terres rares et les autres éléments traces sont analysés par la méthode d'activation neutronique (INAA). Au CGQ, les analyses chimiques sont effectuées au moyen de la méthode ICP-AES pour les majeurs et les traces conventionnels, et par ICP-MS pour les terres rares et les éléments de faible abondance. Les résultats analytiques des échantillons représentatifs des roches felsiques, mafiques et ultramafiques sont donnés au tableau 1, en annexe. Tous les résultats analytiques du CRM sont intégrés dans la base de données du SIGÉOM.

Le traitement géochimique des données recueillies se limite à une caractérisation géochimique des suites mafiques et felsiques qui forment les complexes métamorphiques de la région du lac Peters. Cette caractérisation permet une meilleure corrélation ou subdivision des unités lithologiques. Elle sert également d'outil de base à la détermination d'un métalotecte pour l'exploration minérale dans les roches archéennes aux faciès métamorphiques élevés. Dans cette section, un accent est mis sur les ressemblances et les différences entre les roches au faciès des granulites et celles au faciès des amphibolites. Parmi les suites mafiques, les données de terrain ne permettent pas d'attribuer une origine extrusive à certaines roches situées dans les ceintures volcano-sédimentaires du Complexe de Faribault-Thury (CFT) et, localement, dans les complexes granulitiques de Troie (CT) et de Qimussinguat (CQ). En comparant les métalaves au faciès des amphibolites aux roches mafiques problématiques des complexes granulitiques, nous pouvons faire des corrélations et (en conjonction avec les données de terrain) interpréter certaines des bandes mafiques de ces complexes granulitiques comme des ceintures volcano-sédimentaires. Par contre, certains types de roches mafiques n'affleurent que dans les complexes granulitiques, et nous inférons une origine intrusive pour celles-ci.

Métavolcanites

Les ceintures de roches vertes dans la sous-province de Minto ont été longtemps considérées comme des lambeaux isolés de roches vertes dans une mer de granite (Stevenson, 1968). Aujourd'hui, on se rend de plus en plus compte que les roches supracrustales forment des ceintures de dimensions considérables, pouvant atteindre 40 à 100 km de longueur, et 1 à 10 km de large. Nos travaux et les corrélations géochimiques qui suivent impliquent que ces ceintures ne sont pas limitées aux cuvettes linéaires à faible intensité aéromagnétique, mais peuvent aussi affleurer à l'intérieur des massifs plutoniques au faciès des granulites caractérisés par de fortes anomalies aéromagnétiques positives.

Au départ, afin de se donner un guide de comparaison valable, le traitement géochimique des métavolcanites s'est fait sur les laves au faciès des amphibolites du Complexe de Faribault-Thury (CFT), dont les rares reliques de cousins et les associations avec les paragneiss, métagrès, formations de fer et marbres ne laissent aucun doute quant à leur nature volcanique (voir le chapitre sur la *stratigraphie*). Toutefois, hormis les sections de détail effectuées sur les ceintures de Hamlin et de Curotte dans le cadre d'une étude des minéralisations (Labbé *et al.*, 1998), l'échantillonnage des segments de roches vertes s'est fait dans le but d'une caractérisation géochimique générale. Néanmoins, tous les efforts ont été faits pour recueillir des roches homogènes et massives, non affectées par la migmatitisation. Dans certains cas, les échantillons contenaient d'étroites veinules felsiques qu'on présume être des leucosomes anatectiques *in situ*. Dans ces cas, on s'est assuré qu'il y avait une proportion représentative de ces veinules dans l'échantillon à analyser.

Les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977) et de Jensen (1976) montrent que les métavolcanites de la région du lac Peters sont constituées principalement de coulées de basalte et de ferrobasilte tholéiitiques, subalcalins (figure 8, a et b). Il y a aussi des proportions subordonnées de tuf de composition dacitique à andésitique, de laves ultramafiques, ainsi que de cumulats associés aux ultramafites. Les basaltes et les ferrobasiltes tholéiitiques (ferrotholéiites) subalcalins représentent des métalaves dont les compositions chimiques montrent un spectre continu allant de 4,5 à 9 % de MgO, et entre 50 et 54% de SiO₂, avec des teneurs modérées en Cr et Ni (respectivement <300 et <250 ppm). Les teneurs en Cr et Ni baissent systématiquement avec les teneurs en MgO, suggérant le fractionnement de la chromite et de l'olivine. Les analyses chimiques montrent un patron d'enrichissement en fer attribuable à la coprécipitation de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Le Sc ne diminue que dans les laves les plus évoluées, suggérant la cosaturation tardive en pyroxène. La

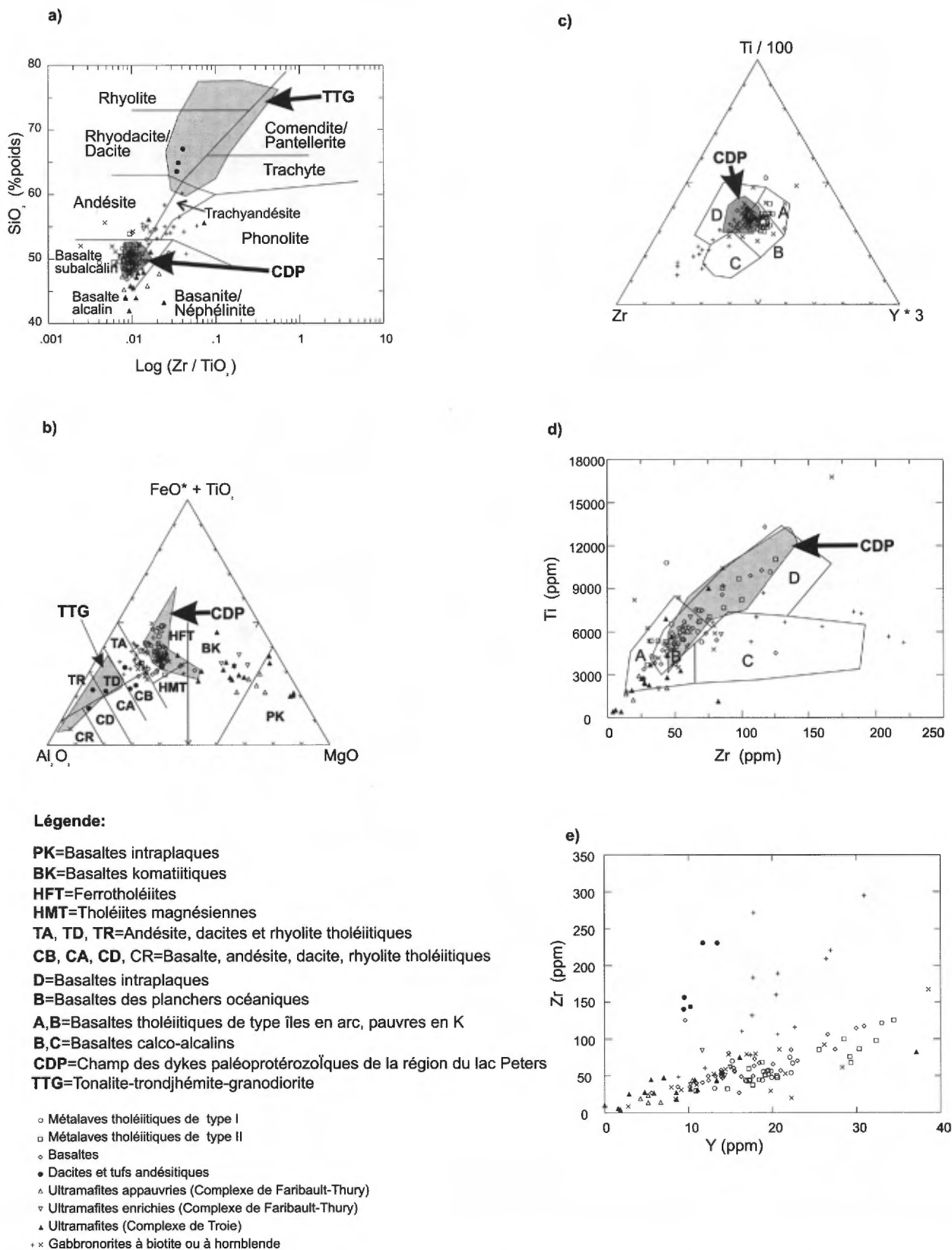


FIGURE 8 - a) Diagramme de classification SiO_2 vs Zr/TiO_2 pour les roches volcaniques (Winchester et Floyd, 1977); b) diagramme cationique de Jensen (1976); c) diagramme paléotectonique Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973); d) diagramme paléotectonique Ti vs Zr de Pearce (1975); e) diagramme Zr vs Y pour les roches mafiques.

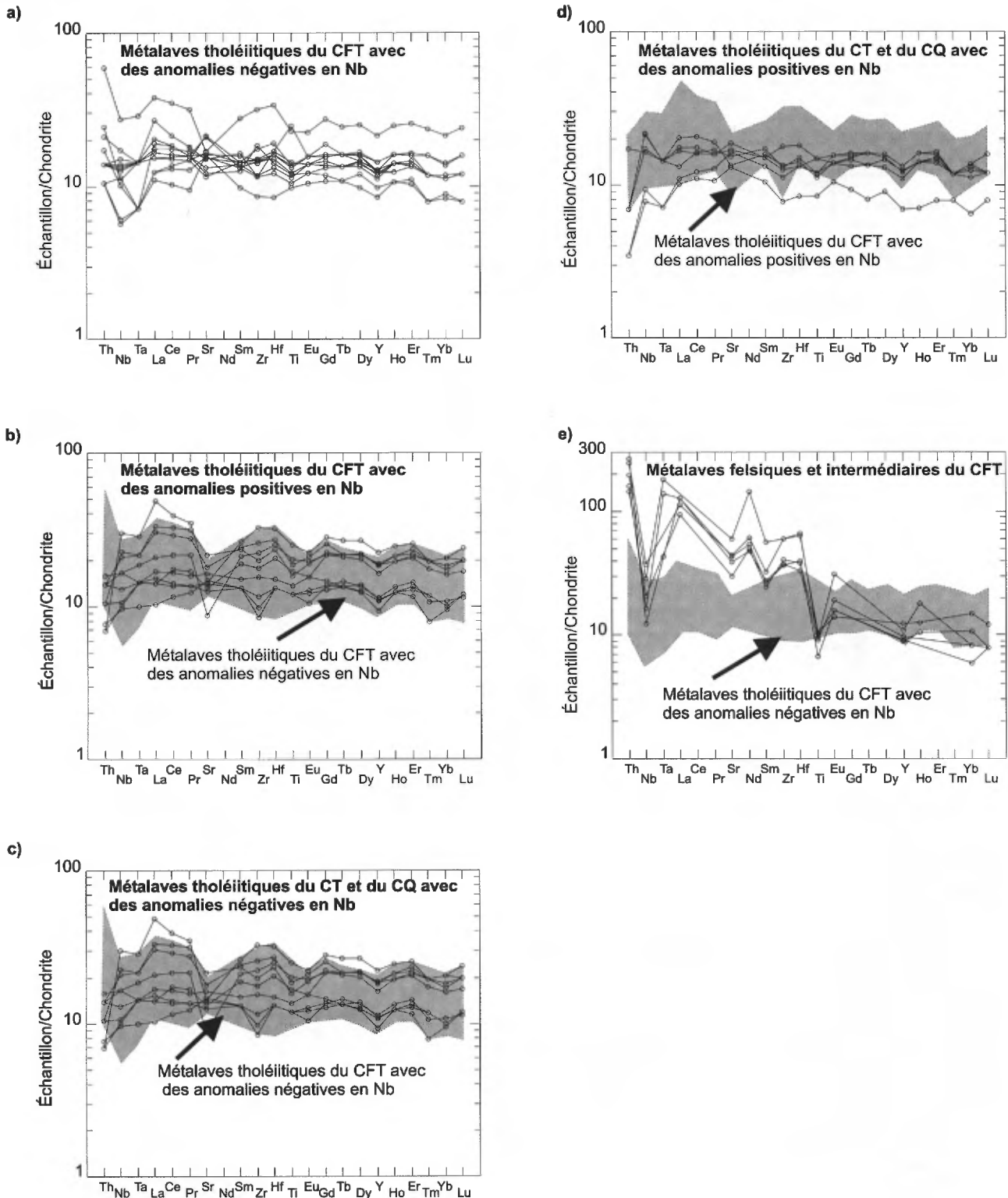


FIGURE 9 - Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) : a et b) pour les métavolcanites amphibolitiques du Complexe de Faribault-Thury (CFT), c et d) pour les métavolcanites granulitiques des complexes de Troie (CT) et de Quimussinguat (CQ) et e) pour les métavolcanites felsiques et intermédiaires (ou tufs) felsiques du Complexe de Faribault-Thury.

différentiation des basaltes ferrotholéiitiques est suivie d'un appauvrissement en FeO total, TiO₂ et V, suggérant la saturation et le fractionnement de magnétite et d'ilménite.

Sur les diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (figure 9, a, b, c, d et e), les métalaves les plus évoluées ont des anomalies négatives en Sr, Eu et Ti. Ceci vient supporter l'hypothèse de la coprécipitation du plagioclase et des minéraux ferromagnésiens, ainsi que le fractionnement de magnétite et d'ilménite dans les ferrotholéiites. L'analyse de ces diagrammes montre également l'existence de deux types de métalaves : (1) les métalaves tholéiitiques avec des anomalies négatives en Nb (type I) et (2) les métalaves tholéiitiques avec des anomalies positives en Nb (type II). Les métalaves du type I montrent un net enrichissement en Th, La, et un appauvrissement en Nb et Ta par rapport aux chondrites (figure 9, a et c) ou aux MORBs. Cela suggère soit l'assimilation de la croûte continentale (*Assimilation Fractional Crystallization; AFC*), soit la génération du magma parent en contexte de subduction. Les métalaves du type II montrent un profil plus régulier, sans anomalies négatives en Nb (figure 9, b et d), ce qui suggère une absence de contamination.

Les métalaves de type I et de type II ont des rapports Zr/Y = 2 à 4 assez constants (figure 8e), avec des valeurs typiques de basaltes océaniques, ce qui exclut un processus AFC en système ouvert. Nous en déduisons donc une signature d'arc pour l'ensemble des métavolcanites. De plus, les diagrammes paléotectoniques Ti-Zr-Y (figure 8c) et Ti vs Zr (figure 8d) situent la majorité des métavolcanites dans le champ des basaltes tholéiitiques de type îles en arc, pauvres en potassium et dans celui des basaltes des planchers océaniques.

Les ultramafites rencontrées au sein des métavolcanites amphibolitiques et granulitiques sont géochimiquement hétérogènes. Les laves ultramafiques ont des teneurs entre 15 et 28 % de MgO, <3200 ppm de Cr et <2300 ppm de Ni, tandis que les cumulats péridotitiques atteignent 42 % de MgO avec 5840 ppm de Cr et 2630 ppm de Ni. Sur les diagrammes de classifications de Jensen (1976), les ultramafites de la région du lac Peters occupent les champs des komatiites (basaltes intraplaques) et des basaltes komatiitiques (PK, BK; figure 8b).

Sur la base des diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (figure 10, a, b et c), nous avons subdivisé les ultramafites en deux grandes familles : 1) les ultramafites appauvries et 2) les ultramafites enrichies en éléments traces par rapport aux chondrites ou aux MORBs.

Les ultramafites appauvries (figure 10 a) montrent des patrons à peu près parallèles à ceux des métalaves tholéiitiques du CFT, avec de petites anomalies positives en Th et négatives en Nb. On peut donc supposer une relation génétique entre les ultramafites appauvries et les métalaves tholéiitiques du CFT, soit par cristallisation fractionnée, soit par fusion d'une source semblable. De fortes anomalies en Sr et en Eu observées sur les différents spectres

suggèrent une différenciation magmatique avec la coprécipitation du plagioclase et des minéraux ferromagnésiens.

Les ultramafites enrichies (figure 10, b et c) ont des patrons avec des pentes plus abruptes. Elles montrent des teneurs en Th et en terres rares légères supérieures à celles des métalaves tholéiitiques du CFT, du CT et du CQ. Elles présentent aussi de fortes anomalies négatives en Nb-Ta-Ti, ce qui suggère soit une signature d'arc, soit une contamination crustale du magma parent. Cependant, la présence à la fois d'anomalies négatives en Zr et en Hf exclut la possibilité d'une contamination crustale. De plus, la présence de fortes anomalies négatives en Nb n'est pas compatible avec un contexte de panache mantellique (*plume*). Nous en concluons donc que la géochimie des ultramafites tant enrichies qu'appauvries en éléments traces suggère une signature d'arc insulaire.

Les dacites et les tufs andésitiques (figure 8b) ont des teneurs en MgO qui varient entre 1 et 5 %; celles en SiO₂ varient entre 63 et 69 %. Ils montrent des patrons d'appauvrissement en TiO₂ et FeO* suggérant une affinité calco-alcaline. Les diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (figure 9e) sont caractérisés par des spectres avec de forts enrichissements en Th et en La, et des anomalies négatives prononcées en Nb et en Ti, des caractéristiques qui viennent supporter l'hypothèse de l'affinité calco-alcaline.

Les textures et structures macroscopiques qui permettent d'attribuer une origine volcanique aux roches mafiques sont rarement préservées au faciès des granulites. Néanmoins, l'association commune avec des paragneiss et des métasédiments nous porte à croire qu'une forte proportion des gneiss mafiques (métavolcanites granulitiques) situés à l'intérieur des complexes de Troie et de Qimussinguat sont des métalaves. En comparant les données géochimiques, il devient clair qu'une forte proportion des gneiss mafiques ont des signatures géochimiques comparables à celles des métalaves tholéiitiques du Complexe de Faribault-Thury (figure 9, a à d). Une proportion subordonnée de ces volcanites est constituée d'ultramafites (figure 8b). Nous concluons donc que la majorité des sillons mafiques dans les complexes granulitiques représente des équivalents métamorphisés des ceintures supracrustales du Complexe Faribault-Thury.

Cependant, certains corps d'ultramafites localisés dans les complexes granulitiques (CT et CQ) sont de petits corps intrusifs (<25 km²) qui recoupent les tonalites. Il existe également de rares filons tholéiitiques situés dans les tonalites du Complexe de Faribault-Thury CFT). Ces filons basaltiques et ultramafiques pourraient représenter des systèmes magmatiques intracrustaux ayant servi à alimenter le volcanisme supracontinental.

Enfin, quelques intrusions de gabbronorites dispersées dans les complexes granulitiques n'ont aucun équivalent dans les ceintures supracrustales du Complexe de Faribault-Thury. Pétrographiquement et géochimiquement, on peut

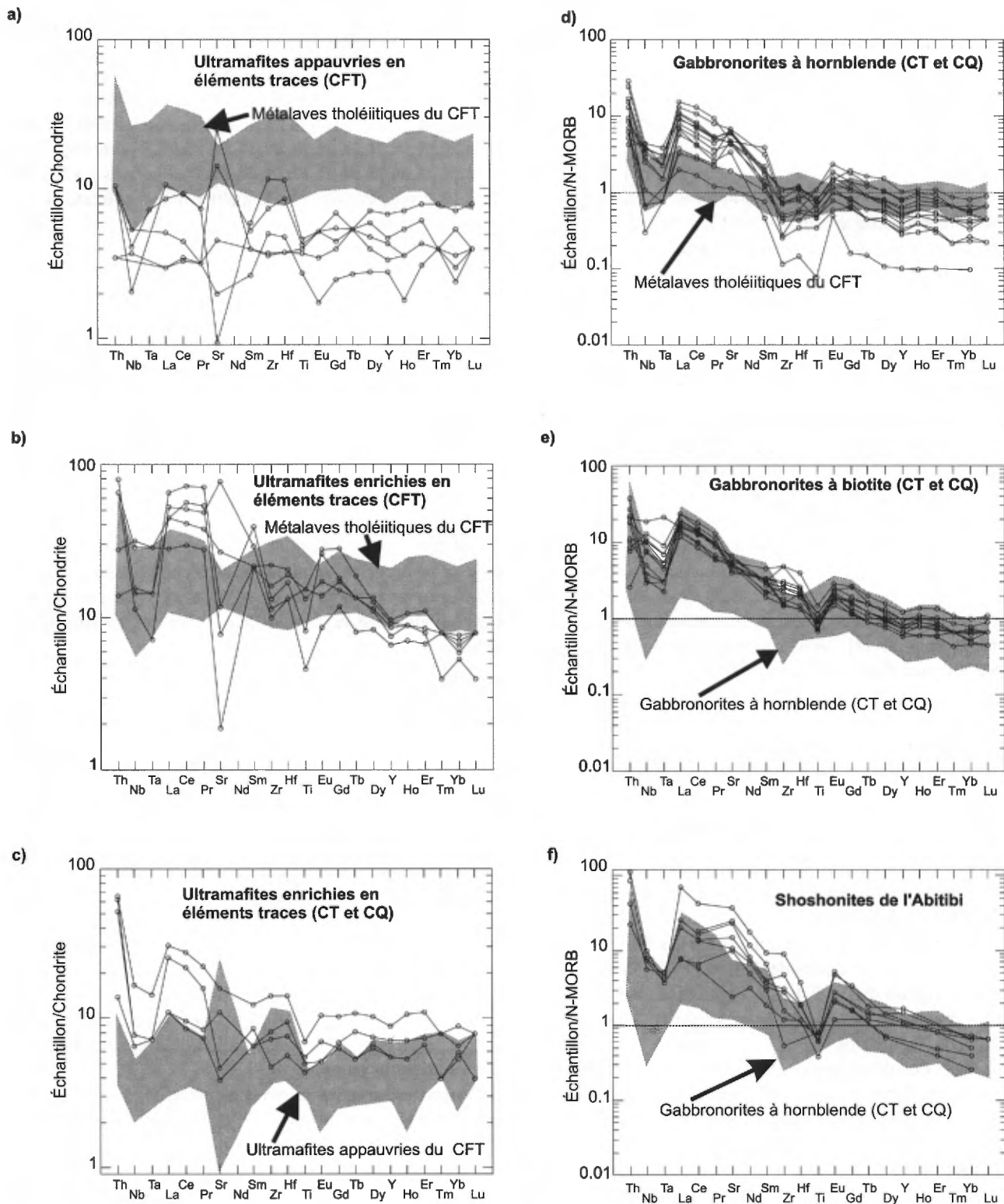


FIGURE 10 - Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les métavolcanites et les intrusions ultramafiques appauvries (a) et enrichies (b et c). Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour d) les gabbronorites à hornblende, e) les gabbronorites à biotite, f) les shoshonites de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Les données des shoshonites sont tirées de Stern et Hanson (1992) et Wyman et Kerrich (1993).

en distinguer deux types : les gabbronorites à hornblende et les gabbronorites à biotite (figure 10, d et e). À certains endroits, ces gabbronorites sont en association spatiale avec les métalaves tholéitiques et les paragneiss, mais la plupart ne le sont pas. Nous croyons que ces associations spatiales sont fortuites, reflétant l'exploitation de discontinuités rhéologiques par les magmas mafiques ascendants.

Gabbronorite à hornblende

Géochimiquement, les gabbronorites à hornblende se placent dans les champs des basaltes subalcalins et des andésites (figure 8, a et b). Les analyses chimiques montrent des teneurs en MgO qui varient entre 5 et 15 %, en SiO₂ entre 48 et 55 %, en K₂O entre 1 et 2 %, et de faibles teneurs en éléments compatibles (Cr <100 ppm, Ni <150 ppm). Des diagrammes binaires de P₂O₅, TiO₂, FeO* et V en fonction de MgO montrent des inflexions suggérant la précipitation de magnétite, d'ilménite et d'apatite. Sur les diagrammes multi-éléments normalisés aux N-MORBs (figure 10, d et e), les gabbronorites à hornblende montrent un fort enrichissement en terres rares légères, un enrichissement moindre en Th, et de fortes anomalies négatives en Nb, Ta, Zr, Hf et Ti. Les terres rares lourdes des gabbronorites à hornblende sont légèrement appauvries comparativement aux N-MORBs et aux métalaves tholéitiques du CFT. Toutes ces caractéristiques confirment que les gabbronorites à hornblende sont distinctes des métalaves tholéitiques provenant des ceintures supracrustales et n'appartiennent donc pas à la même série évolutive. Les diagrammes paléotectoniques sont ambigus quant à leur environnement de mise en place (figure 8, c et d). Cependant, les fortes anomalies négatives en Nb suggèrent un environnement de type îles en arc.

Gabbronorite à biotite

Les gabbronorites à biotite se classent parmi les trachyandésites ou les phonolites, faiblement alcalines et potassiques (figure 8, a et b), avec des teneurs en MgO qui varient entre 8,5 et 11 %, en SiO₂ entre 51 et 60 %, et en K₂O entre 1,5 et 2,5 % (maximum 4 %). Des diagrammes binaires d'oxydes majeurs en fonction du MgO ne montrent pas de différences majeures entre les gabbronorites à hornblende et les gabbronorites à biotite. Sur les diagrammes multi-éléments normalisés aux N-MORBs (figure 10 e), les gabbronorites à biotite montrent un enrichissement un peu plus prononcé en Th, Zr, et en Hf que les gabbronorites à hornblende, avec de faibles anomalies négatives en Nb et Ta. Les diagrammes paléotectoniques (figure 8, c et d) suggèrent un environnement d'îles en arc pour la mise en place des magmas parents mafiques. Les signatures géochimiques des gabbronorites à hornblende et des gabbronorites à biotite sont très semblables aux shoshonites tardi-tectoniques de l'Abitibi (figure 10f).

Tonalite – trondhémite – granodiorite – granite

Dans la région du lac Peters, les intrusions felsiques forment une suite TTG (tonalite-trondhémite-granodiorite; figure 8, a et b) archéenne typique, dominée par des tonalites et des trondhémites, avec des proportions subordonnées de granodiorite et de granite. Généralement, les enclaves (restites) sont de composition tonalitique et le mobilisat, de composition trondhémitique. Toutefois, on observe par endroits, des enclaves de trondhémite ou du mobilisat tonalitique.

Les tonalites et les trondhémites forment une suite continue que l'on observe sur le diagramme normatif de classification d'O'Connor (1965) (figure 12c), tandis que les granodiorites et les granites, nettement plus potassiques, semblent constituer une autre suite à part. Les diagrammes de classification paléotectoniques suggèrent que ce sont des granitoïdes d'arc insulaire immature (figure 12d; Pearce, *et al* 1984), en accord avec les suggestions de Stern *et al.* (1994). Comparativement aux trondhémites, les tonalites sont plus primitives, avec typiquement du SiO₂ <70 %, du FeO* >2,5 %, du TiO₂ >0,3 %, du MgO >1,5 %, du P₂O₅ >0,1 %, du Y >5 ppm et du Yb >0,6 ppm. Les éléments les plus incompatibles ne montrent pas ou peu de différences d'un type à l'autre. Les granites sont des roches plus évoluées, retenant peu de FeO*, MgO, CaO et TiO₂. La géochimie de l'ensemble tonalite-trondhémite-granodiorite-granite ressemble à celle des plutons de type arc insulaire ou de type cordillère.

Sur les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux N-MORBs, toutes les tonalites et les trondhémites des complexes de Troie et de Qimussinguat montrent des spectres d'éléments traces bien fractionnés, avec des maxima en Rb et Ba, de fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, ainsi que de faibles anomalies positives en Zr et Hf (figure 11, a et d). Les trondhémites sont typiquement plus appauvries en terres rares lourdes et Y par rapport aux tonalites (figures 11, d, e, f et 12d), avec des anomalies positives distinctives en Sr et en Eu. Les tonalites et trondhémites des complexes granulitiques de Troie et de Qimussinguat sont géochimiquement semblables, suggérant que ces deux complexes sont probablement des équivalents séparés tectoniquement.

Lorsqu'on compare les tonalites et les trondhémites du Complexe amphibolitique de Faribault-Thury (CFT) à celles des complexes granulitiques de Troie (CT) et de Qimussinguat (CQ), on observe des différences subtiles. Les tonalites et trondhémites provenant du centre et de l'est du Complexe de Faribault-Thury (CFT centre-est; figure 11, c et f), les trondhémites du secteur ouest (CFT-ouest; figure 11e), et un sous-ensemble des tonalites du secteur ouest (figure 11b), sont presque identiques à leurs équivalents granulitiques. La principale différence vient du fait que les faciès granulitiques sont légèrement appauvris en Cs +Rb

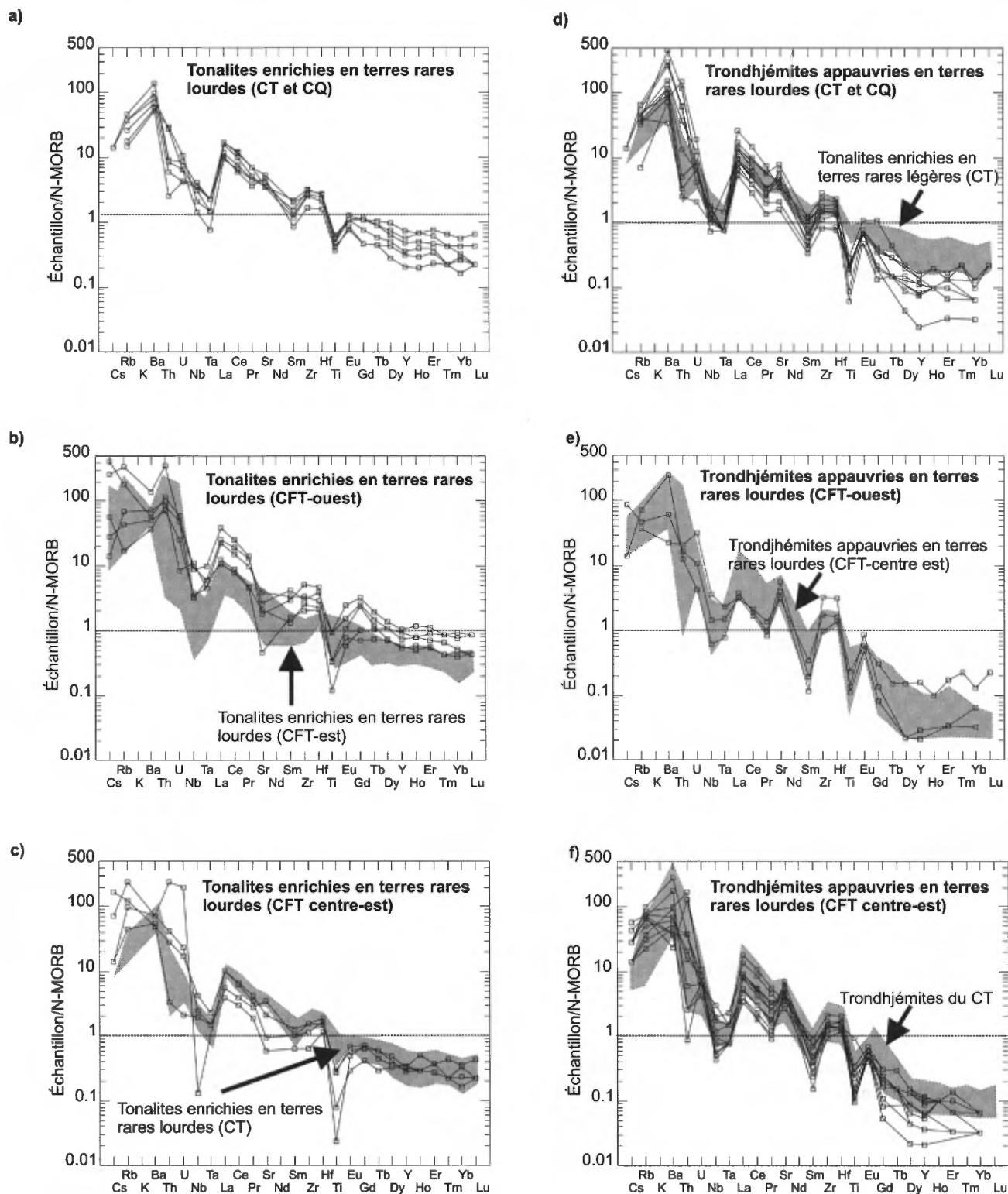


FIGURE 11 - Diagrammes normalisés par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour les tonalites des complexes de Troie (CT) et de Faribault-Thury (CFT) enrichies en terres rares lourdes (a, b, et c), ainsi que pour les trondhjemites du CT et du CFT appauvries en terres rares lourdes (d, e et f).

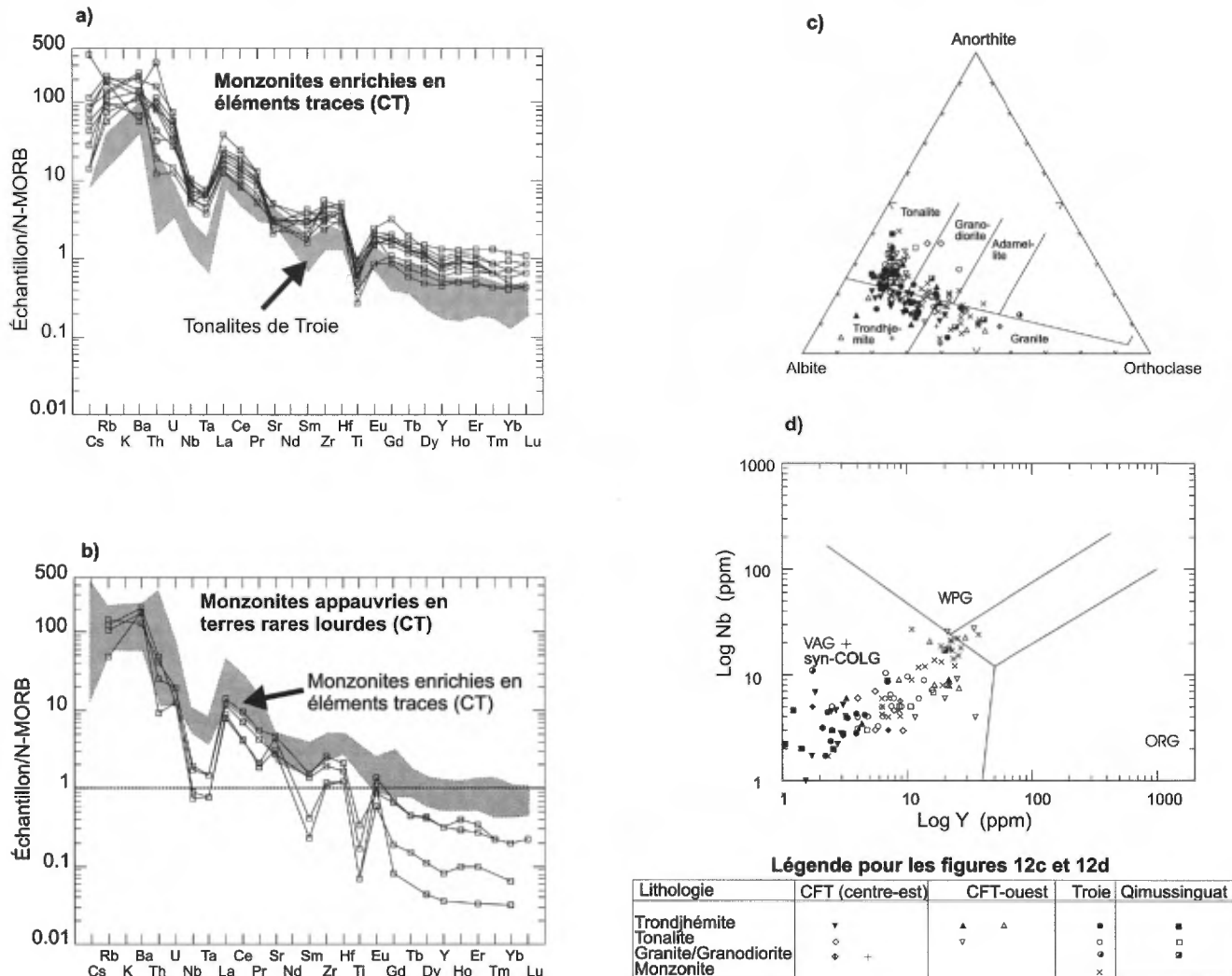


FIGURE 12 - Diagrammes normalisés par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour les monzonites du Complexe de Troie, a) enrichies en éléments traces, b) appauvries en terres rares lourdes; c) diagramme normatif anorthite-albite-orthose d'O'Connor (1965) pour les roches felsiques; d) diagramme paléotectonique de Pearce *et al.* (1984) pour les roches felsiques.

+Th +U et en Ta. Ces différences reflètent peut-être la perte d'éléments volatils de l'amphibole durant la transition du faciès des amphibolites à celui des granulites. La perte de Ta serait quant à elle liée au remplacement de la titanite par des oxydes de Ti. Ceci implique qu'à l'origine, il n'y avait pas de différence marquée entre la masse des TTG du complexe amphibolitique et celle des complexes granulitiques. Il en serait de même pour la masse des ceintures supracrustales.

Parmi les tonalites et les trondjhémites situées dans le secteur ouest du Complexe de Faribault-Thury (CFT), on distingue trois types: 1) les trondjhémites appauvries en terres rares lourdes (figure 11e), 2) les tonalites enrichies en terres rares lourdes (figure 11b) et 3) les tonalites et trondjhémites nettement plus enrichies en éléments lithophiles et montrant des anomalies négatives en Ti et Sr. Les tonalites enrichies en terres rares lourdes, localisées dans

la partie ouest du CFT, sont très similaires aux tonalites et trondjhémites localisées dans la partie centre-est du CFT.

Les granites sont rares dans les deux complexes granulitiques (CT et CQ). Ils se distinguent des tonalites par leurs teneurs plus élevées en Cs, Rb, K, Ba, Th, U, des terres rares légères un peu moins enrichies, des profils de terres rares lourdes plus plats, et des anomalies négatives plus marquées en Nb, en Ta, en Sr, en Zr, en Ti et en Eu.

Monzonite

Les monzonites forment une série évolutive légèrement différente de celle des TTG décrite ci-dessus. Elles contiennent un peu plus de K_2O et de P_2O_5 , et elles sont classées comme des granodiorites et des granites dans le diagramme d'O'Connor (1965) (figure 12c). Dans le diagramme de Pearce *et al.* (1984) (figure 12d), elles se pla-

cent soit à l'intérieur du domaine des granitoïdes d'arc insulaire, ou à cheval entre les granitoïdes intraplaques et les granitoïdes d'arc insulaire. Cette suite est tardi- à post-tectonique. Les diagrammes normalisés montrent un regroupement assez serré des spectres pour la plupart de ces roches. La géochimie des monzonites ressemble beaucoup à celle des tonalites enrichies du secteur ouest du Complexe de Faribault-Thury (figure 11b). Cependant, il existe de subtiles différences entre les monzonites enrichies en terres rares lourdes (figure 12a) et quelques faciès de monzonites appauvris (figure 12b).

Dykes mafiques d'âge Paléoproterozoïque

Les dykes mafiques ont des compositions subalcalines à alcalines ferrobaltiques et évoluées (CDP; figure 8, a et b). À partir des discriminants paléotectoniques (CDP; figure 8, c et d), il est possible de déduire que ces roches se sont formées dans un environnement anorogénique. Elles montrent des spectres multi-éléments enrichis, généralement sans anomalies négatives de Nb et Ta, mais avec des anomalies négatives prononcées en Sr et Eu, impliquant le fractionnement du plagioclase.

GÉOCHRONOLOGIE

Une étude géochronologique a été entreprise dans les laboratoires de GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal pour le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Neuf échantillons (A à I, figure 2) provenant des complexes de Faribault-Thury (CFT), de Troie (CT) et de Qimussinguat (CQ) y ont été analysés. Les résultats préliminaires d'analyses isotopiques U-Pb (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique : « TIMS ») et d'analyses des isotopes du Pb (analyses *in situ* par ablation laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma : « LA-ICP-MS ») permettent d'établir les âges de mise en place, d'héritage et de métamorphisme. Les résultats des analyses U-Pb sont présentés avec un intervalle de confiance à 2s alors que les résultats des analyses Pb-Pb sont présentés avec un intervalle à 1s. Dans ce dernier cas les incertitudes, non mentionnées dans le texte, sont évaluées à ca. $\pm 1\%$. Les travaux d'analyses U-Pb en cours permettront ultérieurement de préciser les âges, principalement ceux de mise en place.

Complexe de Faribault-Thury (CFT)

Deux tonalites et un porphyre à phénocristaux de quartz et feldspaths ont été échantillonnés dans le Complexe de Faribault-Thury. Un premier échantillon de tonalite foliée

appartenant à l'unité *Afth4* a été prélevé dans la partie W du Complexe (site A, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 334298E, 6596838N). Les zircons de cet échantillon se regroupent en une population moyennement homogène constituée de cristaux prismatiques trapus ou de cristaux ovoïdes à sections hexagonales, limpides et incolores. Le traitement statistique des résultats d'analyse Pb-Pb donne un mode de premier ordre à 2,90 Ga et un mode de second ordre à 2,85 Ga. Les résultats préliminaires U-Pb ont produit des âges minimum entre 2880 Ma et 2891 Ma. Les travaux en cours permettront de préciser si l'âge de 2,85 Ga correspond à la période de mise en place ou à celle d'un événement de remobilisation ayant affecté les zircons après la cristallisation du granite.

Un second échantillon de tonalite gneissique appartenant aussi à l'unité *Afth4* (site B, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 434038E, 6647775N) a été prélevé dans la partie NE du Complexe de Faribault-Thury. Deux catégories morphologiques de zircons ont été observées : des cristaux aciculaires à sections carrées et de couleur brun pâle et des cristaux xénomorphes brun pâle à incolores. Malgré l'apparence relativement simple des cristaux de zircon, les résultats d'analyse Pb-Pb révèlent une variété d'âges anciens reliés à la présence d'inclusions dans les zircons. Quatre modes sont identifiés. Le mode principal est à ca. 2,61 Ga, le second à ca. 2,69 Ga et les deux autres, de moindre importance, à ca. 2,76 Ga et ca. 2,81 Ga.

Un filon de porphyre à phénocristaux de quartz et feldspaths (site C, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 367246E, 6620976N) a été échantillonné dans la ceinture volcano-sédimentaire de Curotte (unité *Afth3*). À cet endroit, le filon de porphyre est concordant avec les lits de tuf et est interprété comme synvolcanique. Les zircons prélevés forment une seule population homogène. Ces cristaux de zircon incolores à brunâtres sont en prismes allongés. Cette morphologie simple est caractéristique des roches effusives. Les analyses Pb-Pb, effectuées sur des grains individuels, révèlent des âges semblables (ca. 2,78 Ga) qui sont interprétés comme la période de mise en place.

Complexe de Troie (CT)

Quatre échantillons ont été prélevés dans le Complexe de Troie. Il s'agit d'un gneiss granulitique (*Atie4*), d'un gabbro-norite (*Atie3*), d'un marbre calcitique (*Atie2*) et d'une monzonite porphyroïde (*Atie9*). Le gneiss granulitique de composition enderbite appartenant à l'unité *Atie4* (site D, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 374675E, 6565340N) a été prélevé dans un secteur où la lithologie est d'apparence homogène. Les zircons récupérés de cet échantillon se caractérisent par une seule population morphologique constituée de cristaux automorphes équidimensionnels et brun foncé. Certains de ces zircons présentent une zonation magmatique. Les analyses Pb-Pb révèlent un seul mode de premier ordre indiquant un âge de

ca. 2,74 Ga. Il est toutefois possible de déceler un deuxième mode de moindre importance (2,80-2,83 Ga) qui suggère la présence d'inclusions plus anciennes. Les analyses préliminaires U-Pb ont livré des résultats discordants dont les âges varient entre 2683 Ma et 2721 Ma. Un calcul de régression permet d'obtenir un âge de $2740 \pm 11/-8$ Ma, vraisemblablement celui de la mise en place de l'intrusion. Des analyses U-Pb ont aussi été effectuées sur trois monazites. Ces analyses ont livré un âge de 2707 ± 3 Ma qui a été interprété comme un âge métamorphique.

Un échantillon de gabbronorite homogène et à grain grossier de l'unité *Atie3* (site E, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 411440E, 6579927N) a été prélevé dans un petit segment de ceinture volcano-sédimentaire situé dans la partie centre-est du Complexe. La totalité des zircons de cet échantillon représente des fractions de grande taille ($>120 \mu\text{m}$), ce qui n'a pas permis de faire une véritable caractérisation par populations morphologiques. Par contre, les fragments proviennent systématiquement de cristaux brun rosâtre à brun foncé et possèdent des faces cristallines bien développées. Les analyses Pb-Pb ont livré des âges ayant une variation restreinte (2,73-2,78 Ga) et qui se répartissent autour d'un seul mode à ca. 2,75 Ga. Considérant les incertitudes liées aux procédures analytiques (biais de masse analytique), l'âge ainsi trouvé est évalué à 2,73 Ga avec une incertitude de 0,05 %. Cet âge est interprété comme celui de la mise en place de la roche.

Afin de préciser l'âge maximum de sédimentation dans la ceinture de volcano-sédimentaire de Peters-Ouest, un marbre calcitique de l'unité *Atie2* (site F, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 379247E, 6615309N) a été échantillonné. La présence d'olivine, de diopside et de quartz indique que ce marbre a originellement contenu du matériel silicoclastique à partir duquel des zircons détritiques ont été récupérés. La majorité des zircons brun foncé sont très arrondis et livrent des âges Pb-Pb entre 2,70 Ga et 2,75 Ga. Le traitement statistique de l'ensemble des résultats corrigés pour le biais de masse analytique a produit un mode unique à ca. 2,73 Ga. Un second type de zircons a également été analysé. Ces zircons sont en forme de prismes allongés et de couleur brun foncé et possèdent parfois des noyaux brun pâle ou des surcroissances. Cinq modes ressortent du traitement statistique de ces analyses. Ceci indique que les zircons ont enregistré plusieurs événements de cristallisation ou qu'ils sont constitués de noyaux anciens provenant de sources différentes. Le mode principal correspond au plus jeune âge (ca. 2,70-2,71 Ga) probablement enregistré pour les surcroissances. Quatre autres modes secondaires montrent des âges autour de ca. 2,79 Ga, 2,84 Ga, 2,89-2,91 Ga et 2,96 Ga.

La monzonite porphyroïde de l'unité *Atie9* (site G, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 426769E,

6560157N) a été échantillonnée dans la partie sud-est du Complexe. Les zircons prélevés de cet échantillon sont en prismes allongés, à terminaisons asymétriques et de couleur brun doré. L'homogénéité des zircons se reflète dans le résultat des analyses Pb-Pb dont les âges sont confinés entre 2,68 Ga et 2,72 Ga. L'âge moyen est de 2,69 Ga et l'écart-type relatif de 0,05 %. Cet âge représente la meilleure estimation pour la mise en place de la monzonite. Quatre cristaux, sur la vingtaine de grains analysés, suggèrent la présence d'inclusions plus anciennes dont l'âge varie entre ca. 2,72 Ga et 2,73 Ga.

Complexe de Qimussinguat (CQ)

Une tonalite migmatitique à biotite (site H, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 377500E, 6628437N) a été recueillie dans l'unité *Aqim5*. Cette tonalite est typiquement gneissique et recoupée par du mobilisat de composition granodioritique à tonalitique. Afin de déterminer à la fois l'âge du protolithe et celui de la remobilisation, la restite et le mobilisat ont été échantillonnés séparément. Les zircons prélevés des deux échantillons montrent une grande hétérogénéité et sont difficiles à classer en populations spécifiques. Les analyses Pb-Pb produites sur une trentaine de zircons montrent des âges qui varient entre 2,66 Ga et 3,01 Ga. Deux modes ressortent très distinctement du traitement statistique de ces résultats. Le mode principal est à ca. 2,75-2,76 Ga et le second, à ca. 2,71 Ga. Trois autres modes sont observés à ca. 2,84-2,87 Ga, ca. 2,92 Ga et ca. 3,02 Ga. Les âges enregistrés par ces roches montrent une grande complexité et l'interprétation des résultats pourrait s'avérer très spéculative à ce stade-ci.

Un gneiss granulitique de l'unité *Aqim4* (site I, figure 2; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 381005E, 6645671N) a été échantillonné afin de le comparer aux gneiss granulitiques (*Atie4*) du Complexe de Troie. Les zircons récupérés de cet échantillon sont comparables à ceux qui ont été prélevés du gneiss granulitique du Complexe de Troie (site D). Les résultats d'analyses Pb-Pb se distribuent selon deux modes bien déterminés. Un premier mode correspond à un âge de ca. 2,73 Ga alors qu'un second mode, mal défini, suggère des âges de ca. 2,80-2,81 Ga. Trois analyses U-Pb ont livré des résultats légèrement discordants ($<0,8\%$) et des âges entre 2729 Ma et 2733 Ma. Le calcul de régression a donné un âge de 2734 ± 27 Ma. Malgré son imprécision, cet âge permet de corroborer les résultats d'analyses Pb-Pb et représente une première estimation pour la période de mise en place de ces roches.

GÉOCHIMIE DE SÉDIMENTS DE LACS

Le ministère des Ressources naturelles a amorcé le programme du Grand-Nord en réalisant, en collaboration avec *Cambior, Falconbridge, Noranda, SOQUEM* et *Mines d'Or Virginia*, un important levé géochimique maintenant disponible au grand public (MRN, 1998). Ce levé, d'une densité moyenne de 1 échantillon/13 km² comporte plus de 26 000 échantillons de sédiments de fond de lac qui ont été analysés par le *Centre de Recherche Minérale*. Les données numériques de ce levé sont disponibles dans le SIGÉOM sous le numéro de projet 1997-520.

Bruit de fond et domaines géochimiques dans les sédiments de lacs

On considère comme bruit de fond géochimique d'un élément les teneurs proches d'une moyenne géométrique pour une région donnée dont la superficie excède 100 km². C'est à l'intérieur de cette superficie que l'on définit les « domaines géochimiques » tels que proposés par Kauranne *et al.* (1992), domaines qui correspondent à des environnements géochimiques particuliers.

Par exemple, les teneurs élevées en nickel se trouvent surtout dans le secteur qui couvre le Complexe de Troie (CT) alors que les teneurs élevées en uranium se trouvent principalement dans le secteur du Complexe de Faribault-Thury (CFT). Les teneurs élevées en cérium se localisent quant à elles dans une portion du Complexe de Faribault-Thury ou dans une portion du Complexe de Troie. Ainsi, la distribution des teneurs de différents éléments, influencée par la composition de la roche en place, permet d'identifier des populations d'échantillons spatialement reliés qui définissent les domaines géochimiques.

Les domaines géochimiques sont représentés à la figure 13. On y observe une bonne corrélation entre le domaine de Faribault où les valeurs en uranium sont élevées et la partie ouest du Complexe de Faribault-Thury (figures 13 et 14). Cette corrélation s'estompe vers l'est. Il est possible que l'allanite (épidote uranifère), identifiée à plusieurs endroits dans les tonalites de la partie ouest du Complexe de Faribault-Thury, soit à l'origine des teneurs élevées en uranium.

Le secteur qui correspond au Complexe de Troie contient cinq domaines géochimiques (figures 13 et 14). Au nord du secteur, le domaine de Peters Ouest est caractérisé par des teneurs élevées en U, Eu et Cu et coïncide avec une ceinture volcano-sédimentaire. Plus au sud, le domaine de Troie Sud se caractérise par des teneurs élevées en zirconium (Zr) et en éléments sidérophiles dont le chrome (Cr) et le nickel (Ni). Le domaine de Troie Sud-est présente un

signal surtout en éléments lithophiles (P, Eu, Ce, etc.). Le domaine de Troie Sud-ouest montre pour sa part le plus fort signal en nickel et en chrome (Ni, Cr), en éléments sidérophiles (Fe, Ti, V), en éléments lithophiles (Li, Ba) et en éléments des terres rares (Ce, Th). Le domaine de Troie Nord tout comme celui de Qimussinguat ne donnent pas de signal géochimique particulier. L'apparition d'éléments sidérophiles au nord du domaine de Qimussinguat permet de définir le domaine d'Arnaud. Toutefois, la faible étendue de ce domaine ne permet pas le calcul de statistiques significatives. Les autres domaines géochimiques (domaines de Rivier, Tasiaalujjuaq, Hamelin, Gorribon et Thury) correspondent aux diverses ceintures volcano-sédimentaires. Ils se caractérisent par la présence d'U, Eu et Cu.

Seuils anomaux dans les sédiments de lacs

Les teneurs mesurées dans les sédiments de lacs varient considérablement (plus de 25 fois par endroit) d'un domaine géochimique à l'autre. Une teneur moyenne (M) et un seuil anomal (S) sont calculés pour chaque domaine géochimique ainsi que pour la zone de bruit de fond (tableau 2 en annexe). Le seuil anomal (S) d'un élément est obtenu en ajoutant deux écarts types à la teneur moyenne (M) pour chaque domaine géochimique (tableau 2). On observe des différences importantes entre les seuils anomaux des domaines géochimiques. Par exemple, les valeurs de seuil anomal en uranium déterminées pour les domaines géochimiques de Tasiaalujjuaq et de Qimussinguat sont respectivement de 120 ppm et de 5 ppm.

Cibles d'exploration

CIBLES DIAMANTIFÈRES

La petite taille (quelques centaines de mètres de diamètre) des intrusions kimberlitiques et des roches potentiellement porteuses de diamant les rend particulièrement difficiles à trouver. Des méthodes indirectes sont donc utilisées pour la prospection du diamant. Les mécanismes de dispersion glaciaire sont mis à profit en élargissant les cibles d'exploration qui passent d'un corps géologique de quelques centaines de mètres à une aire de dispersion de plusieurs kilomètres carrés.

L'exploration pour le diamant se fait surtout grâce à l'identification de minéraux lourds (densité >3,3 g/cm³) dans des échantillons de till. Les minéraux lourds les plus communément utilisés comme traceurs sont le pyrope, la micro-ilmenite, le diopside chromifère, la phlogopite chromifère et le zircon. D'autres méthodes telle la biogéochimie (ex. Dunn, 1993) ou la géochimie de sédiments de ruisseaux (ex. Gregory et Tooms, 1969;) peuvent aussi être utilisées.

Les travaux de Shao et Liu (1989) ont démontré, avec l'exemple d'une kimberlite localisée près de Fu Xian, en



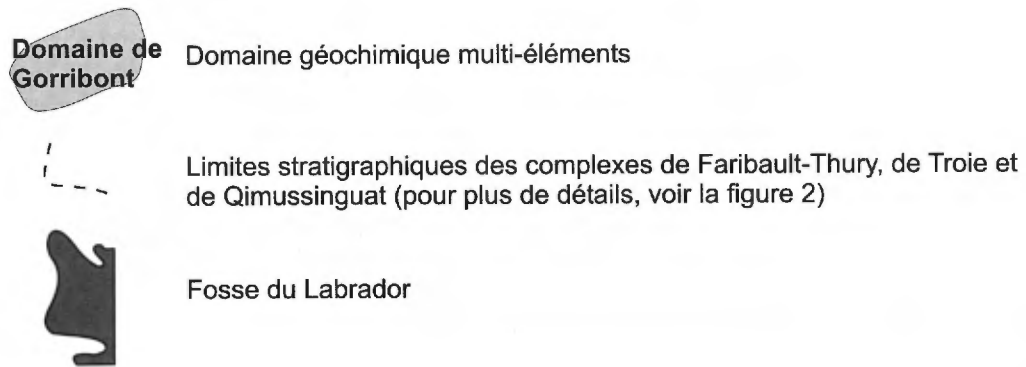
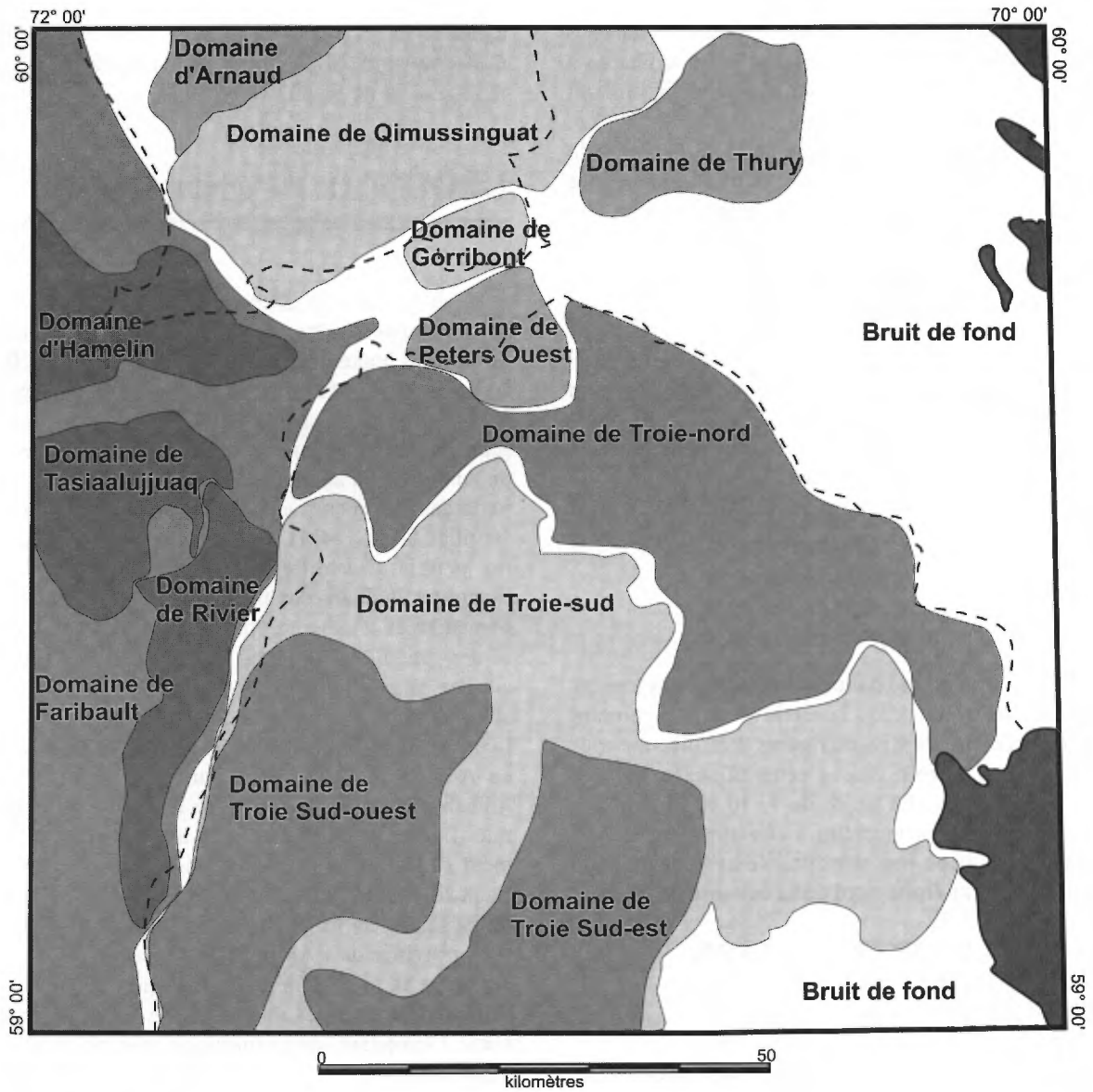


FIGURE 14 - Carte des domaines géochimiques multi-éléments déterminés à partir des valeurs d'analyses de sédiments de lacs (MRN, 1998), région du lac Peters (SNRC 24M).

Chine, que la mobilisation d'éléments indicateurs dans les sédiments de ruisseaux s'effectue jusqu'à 1,6 km en aval de la source. Les principaux éléments indicateurs qui ont été utilisés dans cette étude sont le Cr, Ba, La, Nb, Ni, Zn, Co et Pb. La kimberlite de Guigues située dans la région du Témiscamingue, au Québec, est un autre exemple où les sédiments de ruisseaux montrent des teneurs anormales en éléments lithophiles et terres rares (Al, Na, K, Ba, P, Ce, La, Y), en éléments sidérophiles (Fe, Ni, Cr, Mg,) ainsi qu'en uranium. L'analyse géochimique des dépôts meubles semble donc un outil efficace pour l'exploration des kimberlites et des roches apparentées. Six sites d'échantillonnage de sédiments de fond de lac, situés dans la région du lac Peters (SNRC 24M), montrent un signal géochimique comparable à ceux produits, dans des sédiments de ruisseaux, par les kimberlites de Fu Xian et de Guigues. La localisation de ces sites (coordonnées UTM-NAD83) ainsi que leurs teneurs en Cr, Ni, Ba, K, Ce et Y sont présentées au tableau 3 (annexe).

CIBLES AURIFÈRES

Outre les nombreux sites ponctuels montrant des teneurs en Au élevées, on trouve, dans la partie nord de la ceinture volcano-sédimentaire de Rivier (figures 2 et 14), une traînée représentée par trois sites d'échantillonnage qui ont livré des teneurs anormales en or de 7, 10 et 15 ppb. Sachant que la dispersion glaciaire s'effectue vers le NE, cette traînée nous mène vers une zone de haut magnétique coïncidant avec l'extrémité nord de la ceinture de Rivier.

CIBLES POUR LES MINÉRALISATIONS ÉPIGÉNÉTIQUES EN Cu-Mo DE TYPE PORPHYRE

Juste au nord de la ceinture volcano-sédimentaire de Thury (figures 2 et 14), on observe une zone où les échantillons livrent de fortes teneurs en Cu, Ce, Eu et Th (domaine de Thury, figure 13). En périphérie de cette zone, on trouve des teneurs élevées en U et Mo. Cette association d'éléments pourrait correspondre à la signature géochimique d'une minéralisation épigénétique en Cu-Mo de type *porphyre* ou à une minéralisation en Cu-U-Au-Ag-ETR de type *Olympic Dam*. Cette zone anormale est centrée sur une zone de haut magnétique.

CIBLES POUR LE Cu-U-Au-Ag-ETR DE TYPE OLYMPIC DAM

Le secteur situé juste au sud-est du lac Tasiaalujuaq (domaine de Tasiaalujuaq, figures 13 et 14) montre un signal en Cu et en Ni élevé compatible avec une minéralisation de type *magmatique*. Toutefois, plus à l'est, deux sites anormaux livrent des teneurs de 175 et 212 ppm en Cu

et des teneurs en U et Ce élevées. Cette association d'éléments pourrait correspondre à une minéralisation en Cu-U-Au-Ag-ETR de type *Olympic Dam*.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La découverte de gisements d'or dans les formations de fer archéennes et dans de petites ceintures de roches vertes en terrains hautement métamorphisés (e.g. Big Bell, Australie) forcent à réévaluer la géologie et la métallogénie de la sous-province de Minto. Avant la campagne de cartographie de 1998, aucune ceinture volcano-sédimentaire et aucun indice ou anomalie lithochimique n'avait été découverts dans les roches archéennes de la région du lac Peters (feuillet SNRC 24M). Les travaux entrepris par le MRN ont permis d'identifier plusieurs ceintures volcano-sédimentaires incluant des formations de fer, tectoniquement démembrées et métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites. Un total de 350 analyses économiques sur des échantillons de zones rouillées ou minéralisées en sulfures, choisis indépendamment des environnements géologiques, ont permis de découvrir trois indices minéralisés en Au, Ag, Cu, Zn, Pb, et une quinzaine d'anomalies lithochimiques significatives en terme d'exploration minérale (figure 2). Le tableau 4 en annexe montre l'emplacement et les teneurs des indices découverts. Le tableau 5 (annexe) montre les seuils d'anomalies lithogéochimiques utilisés dans ce projet par rapport à ceux en usage dans la sous-province de l'Abitibi (Descarreaux, 1973). Les indices et les anomalies lithogéochimiques découverts coïncident parfois avec les anomalies de fonds de lacs avoisinants. Cependant, aucun indice ou anomalie n'a fait l'objet d'une étude détaillée.

Trois principaux environnements géologiques, associés aux indices minéralisés ou aux anomalies économiquement significatives sont proposés : a) les métavolcanites et les séquences de paragneiss associées aux métavolcanites, b) les formations de fer archéennes sulfurées, c) les intrusions mafiques-ultramafiques syntectoniques ou synvolcaniques.

Minéralisations associées aux volcanites et aux paragneiss

INDICE PANACHE (Au-Ag-Zn)

L'indice Panache (figure 2, tableau 4) montre les teneurs suivantes : Au=1,3 g/t; Ag=7,2 g/t; As=0,74 %; Zn=3,08 %; Pb=0,77 %. La zone minéralisée (>5 % sulfures) forme une zone rouillée dans les séquences de paragneiss associées à la ceinture volcano-sédimentaire de Curotte.

INDICE AIRO (Ag-Zn)

L'indice Airo (figure 2, tableau 4) est constitué de plusieurs niveaux minéralisés d'épaisseur métrique et de longueur pouvant atteindre 1 km. Les sulfures sont essentiellement de la pyrite disséminée à semi-massive (maximum de 30 % de sulfures), en bandes centimétriques discontinues. Les teneurs provenant d'un échantillon recueilli de façon aléatoire sont de 10 g/t Ag et de 0.04 % Zn. La roche minéralisée est incluse dans des paragneiss localement silicifiés (>90 % de quartz). Ces paragneiss font partie de la ceinture volcano-sédimentaire de Tasiaalujuaq.

ANOMALIES LITHOGÉOCHIMIQUES EN Cu-Au-Ag-Zn

Des anomalies lithogéochimiques en Cu-Au-Ag-Zn sont répertoriées dans les complexes de Faribault-Thury et de Troie (sites 3 et 8; figure 2 et tableau 6 en annexe). Elles sont associées à des gneiss mafiques (métavolcanites). On les retrouve aussi au contact entre des paragneiss et des zones de cumulats ultramafiques. La minéralisation est disséminée à semi massive et se compose de chalcopryrite, de pyrrhotite et de pyrite.

ANOMALIES LITHOGÉOCHIMIQUES EN Cu OU Cu-Zn

Les anomalies lithogéochimiques en Cu ou en Cu-Zn représentent de loin la minéralisation la plus souvent observée dans la région du lac Peters (sites 4, 5, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15; figure 2 et tableau 6). Les résultats analytiques des échantillons de surface rapportent souvent des valeurs de l'ordre de 0,3 % Cu et 0,2 % Zn. Les sulfures qui constituent la minéralisation sont la chalcopryrite, la bornite, la pyrrhotite et la pyrite. La minéralisation forme souvent des zones rouillées, parfois riches en grenat, contenant de 1 à 20 % de sulfures à l'intérieur des métavolcanites (essentiellement des gneiss mafiques), ou coincées entre une bande de paragneiss et une bande de métavolcanite. On observe également ce type de minéralisation au sein des paragneiss ou dans des amphibolites (possiblement d'origine volcanique).

Minéralisations associées aux formations de fer

Des minéralisations en Au-Cu ou en Cu-Ag sont observées dans les formations de fer aux faciès oxydé ou silicaté dont les dimensions peuvent atteindre 50 m d'épaisseur et 1 km de longueur. Des sections détaillées des ceintures de Peters-Ouest et d'Hamelin montrent que ces formations de fer sont souvent associées avec des niveaux de carbonates, des séquences de paragneiss et de métavolcanites. L'ensemble a connu au moins deux phases de plissements majeurs dont la plus importante montre une trace axiale nord-sud. Cet assemblage suggère un environnement sous-

marin peu profond, propice aux minéralisations aurifères dans les terrains archéens.

INDICE TUK-TUK (Cu-Ag)

L'indice Tuk-Tuk (figure 2 et tableau 4), situé dans la partie sud-ouest du lac Peters, montre des minéralisations en Cu-Ag (0,63 % Cu; 2 g/t Ag) dans une formation de fer sulfurée associée à des gneiss mafiques.

ANOMALIES LITHOGÉOCHIMIQUES EN Au-Cu

La ceinture volcano-sédimentaire d'Hamelin est fortement plissée. Un échantillon prélevé dans un niveau de formation de fer sulfurée a livré des teneurs de 0,13 g/t Au et de 0,013 g/t Ag. Cette formation de fer, d'épaisseur métrique, est associée aux paragneiss et aux métavolcanites (site 7; figure 2 et tableau 6). Les sulfures observés sont essentiellement la pyrrhotite, la chalcopryrite et la pyrite, disséminées. Un environnement similaire est observé dans les ceintures de Thury et de Peters-Ouest.

Minéralisations associées aux intrusions mafiques-ultramafiques

ANOMALIES LITHOGÉOCHIMIQUES EN Ni-Cu

Des minéralisations en Ni-Cu de type *magmatique-mafique* sont observées dans des métavolcanites ultramafiques (laves ultramafiques et cumulats associés), des intrusions ultramafiques (synvolcaniques ou syntectoniques) et des intrusions mafiques tardives (norite, gabbro, gabbro-norite) (sites 1 et 2; figure 2 et tableau 6). Bien que les seuils anomaux restent très faibles pour ce type de minéralisation, le contexte géologique demeure favorable pour leur exploration. Les analyses géochimiques et pétrographiques révèlent la présence de laves komatiitiques et d'intrusions ultramafiques auxquelles sont parfois associés des paragneiss. L'étendue de ces intrusions et la typologie de la minéralisation qui pourrait inclure des éléments du groupe de platine ne sont pas encore connues.

ANOMALIES LITHOGÉOCHIMIQUES EN Cu-Zn

Des intrusions de gabbro et de gabbro-norite (sites 6 et 9; figure 2 et tableau 6) montrent des minéralisations en Cu-Zn, disséminées dans l'intrusion mafique ou au contact avec la roche encaissante.

CONCLUSION

Le levé géologique, effectué sur le feuillet du lac Peters (SNRC 24M) au cours de la saison estivale de 1998, a

permis de définir trois unités lithodémiques : le Complexe de Faribault-Thury, le Complexe de Troie et le Complexe de Qimussinguat. Le Complexe de Faribault-Thury désigne un assemblage lithologique essentiellement constitué de tonalites gneissiques ou foliées dans lesquelles on trouve des ceintures volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Les complexes de Troie et de Qimussinguat sont essentiellement constitués de tonalites gneissiques à deux pyroxènes dans lesquelles on trouve des segments de ceintures volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des granulites.

Dans la région du lac Peters, les roches montrent généralement une gneissosité ou une foliation bien développée. Ces structures planaires sont affectées par des déformations plicatives complexes s'exprimant par une série de plis non planaires (plis où la surface axiale est courbe). Des zones de cisaillement ductile intense, situées au pourtour des complexes de Troie et de Qimussinguat oblitérent localement les structures décrites précédemment. Elles juxtaposent les roches métamorphisées du faciès des granulites (complexes de Troie et de Qimussinguat) aux roches métamorphisées du faciès des amphibolites (Complexe de Faribault-Thury). La partie nord de la carte est traversée par une zone de cisaillement ductile majeure (zone de cisaillement de Thury) où toutes les structures planaires sont réorientées ENE-WSW avec un pendage abrupt vers le NW.

Lors de la campagne de cartographie, trois indices minéralisés et quinze anomalies lithogéochimiques économiquement significatives ont été identifiés (tableaux 4 et 6). Ces sites se trouvent dans des environnements géologiques distincts : les ceintures volcano-sédimentaires, les formations de fer sulfurées et les mafites et ultramafites syntectoniques ou synvolcaniques. L'étude de sédiments de fonds de lacs a permis d'identifier des cibles pour la prospection du diamant, de l'or, du Cu-Mo de type *porphyre* et du Cu-U-Au-Ag-ETR de type *Olympic Dam*.

RÉFÉRENCES

- BEAUMIER, M., 1987 – Géochimie des sédiments de lacs dans la région de Schefferville. Données complémentaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-32
- BERGER, M. – ROLLINSON, H., 1997 – Isotopic and geochemical evidence for crust-mantle interaction during late Archean crustal growth. *Geochemica Cosmochemica Acta*; volume 61, pages 4809-4829.
- BERGERON, R., 1957 – Rapport préliminaire sur la région de Brochant – De Bonnard, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 348, 6 pages (accompagne la carte préliminaire no. 1177 : Région de Brochant – De Bonnard).
- BOUCHARD, M.A., – MARCOTTE, C., 1986 – Regional glacial diapsal patterns in Ungava, Nouveau-Québec. *IN : Current Research, Part B*, Geological Survey of Canada; Paper 86-1B; pages 295-304.
- BOUCHARD, M.A. – VEILLETTE, J. – MONOPROS INC., 1993 – Géochimie des tills, région du lac Payne, Ungava. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-56X
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto Block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- CGC, 1994 – Base des données gravimétriques. Commission géologique du Canada, Ottawa; données numériques.
- DESCARREAU, J., 1973 – A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulphide ores. *Canadian Institute of Mining Bulletin*; volume 730, pages 61-69.
- DION, D.J. – DUMONT, R., 1994 – Diffusion des données numériques (maille du champ magnétique total résiduel), territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.
- DUNN, C.E., 1993 – Diamondiferous kimberlite in Saskatchewan, Canada - A biogeochemical study. *Journal of Geochemical exploration*; volume 47, pages 131-141
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 83 pages. (accompagne la carte 1155A, échelle 1:1 000 000).
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – MACHADO, N., 1985 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- FREEDMAN, R.O. – PHILPOTTS, J.A., 1958 – Report on Red Dog Lake area (Ungava). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 049, 12 pages (accompagne la carte B-1056 : Région de Red Dog Lake).
- GREGORY, P. – TOOMS, J.S., 1969 – Geochemical prospecting for kimberlites. *Colorado School of Mines*; volume 64, numéro 1, pages 265-305.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous Paper 66.
- KAURANNE, L.K. – SALMINEN, R. – ERIKSSON, K., 1992 – Regolith exploration geochemistry in arctic and temperate terrains. *Handbook of exploration geochemistry*; volume 5, Elsevier.
- LABBÉ, J.Y. – BANDYAYERA, D. – DION, D.J. – GOSSELIN, C. – LECLAIR, A. – LEFEBVRE, D. – MADORE, L. – PARENT, M. – SIMARD, M., 1998 – Métallogénie régionale dans le bloc de Minto, projet Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-05, page 13.
- LAMOTHE, D., 1996 – Géologie de la région du lac Dupire (SNRC 34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-01, 17 pages (accompagne la carte SI-34H/03-C3G-97C).
- MARTIN, H., 1994 – The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *IN : Archean Crustal Evolution* (K.C. Condie, editor). Elsevier; pages 205-259

- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand-Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; Professional Paper 525-B, pages 79-84.
- PEARCE, J. A., 1975 – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Journal of Petrology*; volume 17, pages 15-43.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – STERN, R.A. – BÉGIN, N.J., 1991 – A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec. *IN: Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; Paper 91-1C*, pages 55-63.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J. – CARD, K.D., 1994 – Geology, Lac Minto – Rivière aux Feuilles, Québec. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1:500 000.
- PERCIVAL, J. – SKULSKI, T. – CARD, K.D. – LIN, S., 1995 – Geology of the Rivière Kogaluc – Lac Qalluviartuuq Region (parts of 34J and 34O), Québec. Geological Survey of Canada; Open file 3112, scale 1:250 000.
- PERCIVAL, J. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1996 – Geology, Lac Couture, Québec. Geological Survey of Canada; Open file 3315, scale 1:250 000.
- PERCIVAL, J. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997a – Reconnaissance geology of the Pelican – Nantais Belt, Northeastern Superior Province, Québec. Geological Survey of Canada; Open file 3525, scale 1:250 000.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997b – Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Québec: Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *IN: Current Research, 1997-C. Geological Survey of Canada*; pages 211-221.
- RIDLEY, J.R. – KRAMERS, J.D., 1990 – The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 219-228.
- ROBIN, P.Y. – JOWETT, E., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*; volume 121, pages 207-223.
- RUDNICK, R.L., 1995 – Making continental crust. *Nature*; volume 378, pages 571-578
- SHAO, Y. – LIU, J., 1989 – A geochemical method for the exploration of kimberlite. *Journal of geochemical Exploration*; volume 33, pages 185-194.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A., 1996 – Archean crustal evolution in the central Minto Block, Northern Québec. *IN: Current Research 1995-F, Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 9. Geological Survey of Canada*; pages 17-31.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A., 1996 – Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence: Vizion greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. *Lithos*; volume 37, pages 163-179.
- STERN, R.A. – HANSON, G.N., 1992 – Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada - Rare earth element and Nd-Sr isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 111, numéro 4, pages 515-526.
- STERN, R.A. – PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K., 1994 – Geochemical evolution of the Minto Block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Research*; volume 65 nos. 1 to 4, pages 115-153.
- STEVENSON, I.M., 1968 – Geology, Leaf River, Québec. Geological Survey of Canada; Map 1229A, scale 1:1 000 000.
- SUN, S.S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. *IN: Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- WINCHESTER J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WYMAN, D.A. – KERRICH, R., 1993 – Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi subprovince, Canada: Petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*; volume 34 numéro 6, pages 1067-1109.
- YARDLEY, B.W.D., 1989 – An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific and Technical/John Wiley and Son, New York; 248 pages.
- ZEN, E.-An. – HAMMARSTROM, J. M., 1984 – Magmatic epidote and its petrological significance. *Geology*; volume 12, pages 515-518.

ANNEXE : TABLEAUX 1 à 6

TABLEAU 1 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des principales unités lithologiques de la région du lac Peters.

Échantillon	Complexe de Troie (CT)						Complexe de Faribault-Thury (CFT)					Complexe de Quimissinguat (CQ)		
	1046B	7132A	3258A	6022A	2050A	3002A	7033C	6075A	5058B	7177B	6193C	4072A	4113B	2146A
Lithologie	Charnockite	Enderbite	Monzonite	Granite	Basalte	Gabbro	Tonalite	Granite	Basalte	Basalte	Ultramafite	Enderbite	Granite	Basalte
SiO ₂	71,55	65,69	63,62	70,77	49,65	51,45	71,05	70,04	51,27	49,95	45,29	66,43	73,83	48,87
TiO ₂	0,30	0,82	0,73	0,28	0,62	0,88	0,30	0,37	1,06	0,90	0,29	0,50	0,03	0,86
Al ₂ O ₃	13,44	15,36	15,83	14,60	15,47	17,21	14,94	15,68	14,57	14,75	5,91	15,74	13,79	14,45
FeO*	3,26	4,71	4,40	1,61	9,51	9,34	2,81	2,47	11,18	11,72	10,10	4,22	0,81	11,48
MnO	0,06	0,07	0,07	0,02	0,15	0,11	0,04	0,03	0,20	0,20	0,17	0,05	0,04	0,21
MgO	1,71	2,32	1,35	0,81	9,72	5,50	0,82	1,00	7,59	7,38	26,68	1,93	0,19	7,41
CaO	3,00	3,71	3,32	2,02	12,63	9,88	3,37	3,52	10,88	10,81	6,45	4,62	1,25	13,17
Na ₂ O	3,76	4,53	3,81	4,77	1,29	3,28	4,47	4,71	1,16	2,59	0,15	4,64	2,93	2,21
K ₂ O	2,06	1,89	5,05	3,00	0,22	0,47	1,25	1,49	0,66	0,22	0,10	1,33	6,00	0,64
P ₂ O ₅	0,03	0,26	0,21	0,11	0,07	0,36	0,08	0,09	0,06	0,07	0,02	0,12	0,02	0,05
PAF	0,87	0,64	1,62	2,01	0,74	1,57	0,87	0,59	1,37	1,40	4,83	0,84	1,11	0,76
Total	100,03	100,00	100,00	100,00	100,08	100,06	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,42	100,00	100,10
As	< 9,8	< 21,2	< 10,3	< 21,5	< 10,2	< 10,4	< 21	< 21,8	< 20	< 20,5	< 20,8	< 21,6	26,60	< 10,1
Cd	< 0,49	2,02	0,53	< 1,1	1,18	0,96	< 1	1,29	2,95	3,64	< 1	1,37	< 1,1	1,70
Co	12,50	< 26,4	< 12,9	< 26,9	70,50	48,60	< 26,2	< 27,3	58,20	42,70	115,60	< 26,9	< 27	59,10
Cr	57	40	< 15,4	< 32,2	313	31	< 31,4	< 32,7	275	240	2333	33	< 32,3	242
Ni	35	25	10	15	230	100			97	99	1151	27	12	143
Cu	< 0,49	30,18	8,36	11,30	86,99	60,60	14,30	27,65	75,07	87,30	77,56	36,31	12,24	45,90
Zn	49,80	94,40	30,40	45,60	36,30	58,70	56,50	68,10	78,75	95,40	72,50	60,80	< 5,4	66,40
Sc	5,60	10,07	8,12	1,72	30,10	19,82	3,52	7,45	44,34	45,83	24,42	12,01	3,49	42,33
V	34,10	81,80	71,60	20,40	189,70	230,90	26,10	33,00	289,55	269,90	121,10	74,30	< 5,4	300,30
Cs	0,04	0,07	0,11	0,06	< 0,03	< 0,03	0,59	0,09	1,04	0,06	0,09	0,18	0,46	< 0,029
Rb	22,89	25,87	77,15	37,68	0,65	2,71	26,70	25,64	14,23	1,61	1,17	19,81	134,39	2,66
Ba	214	874	1505	1929	24	216	386	340	61	15	11	408	456	105
Sr	147,82	326,58	296,44	710,51	93,16	605,79	283,05	311,38	120,70	150,59	32,49	411,95	83,90	125,34
Nb	3,89	8,91	13,28	3,09	1,94	2,46	3,44	4,60	3,08	3,41	0,95	5,01	0,31	2,30
Ta	0,14	0,27	0,61	0,09	0,10	0,11	0,16	0,16	0,18	0,17	0,04	0,15	0,02	0,14
Th	0,41	1,10	1,42	7,43	0,15	0,67	1,94	0,39	0,37	0,42	0,08	0,50	27,86	0,68
U	0,33	0,37	0,64	0,31	0,05	0,16	0,48	0,12	0,12	0,11	0,02	0,26	9,41	0,34
Zr	62,41	230,12	306,86	112,89	29,83	31,13	127,91	112,78	57,86	56,01	14,15	100,27	83,69	52,74
Hf	1,78	5,56	7,58	3,12	0,91	0,93	3,34	2,98	1,76	1,63	0,40	2,58	3,46	1,53
Y	3,35	13,70	18,87	4,02	10,92	9,16	4,37	7,90	19,63	19,01	6,70	10,73	9,38	19,62
La	13,43	24,12	37,60	35,93	2,38	14,03	7,91	13,84	3,65	3,63	0,74	22,97	25,63	4,51
Ce	21,85	49,24	77,16	69,57	6,66	31,62	16,05	29,12	9,21	9,48	2,10	53,57	46,42	10,23
Pr	1,81	6,06	8,97	7,65	1,00	4,02	1,75	3,60	1,44	1,47	0,35	6,10	4,67	1,34
Nd	6,08	22,55	37,71	25,58	5,10	17,34	6,18	13,95	7,25	7,15	1,85	24,34	16,24	6,64
Sm	0,87	3,95	6,89	3,14	1,56	3,25	0,92	2,72	2,21	1,99	0,62	4,27	2,72	2,13
Eu	0,53	1,14	1,70	0,76	0,61	1,16	0,58	0,65	0,77	0,83	0,26	1,01	0,53	0,70
Gd	0,50	4,40	5,52	1,53	1,86	2,70	1,05	2,33	2,98	2,98	0,94	4,23	2,59	2,91
Tb	0,06	0,55	0,76	0,18	0,32	0,35	0,13	0,35	0,53	0,52	0,18	0,48	0,28	0,52
Dy	0,62	2,85	4,37	0,93	2,26	2,07	0,71	1,85	3,74	3,49	1,18	2,48	1,64	3,73
Ho	0,12	0,51	0,80	0,14	0,45	0,38	0,14	0,31	0,74	0,73	0,24	0,46	0,34	0,81
Er	0,40	1,39	2,08	0,34	1,34	1,03	0,47	0,81	2,22	2,15	0,72	1,21	1,07	2,50

TABLEAU 2 - Teneurs moyennes (M) et seuils anomaux (S) des éléments analysés dans les sédiments de lacs pour les domaines géochimiques de la région du lac Peters (voir les figures 13 et 14).

Élément	Bruit de fond		Domaine de Qimussinguat		Domaine de Thury		Domaine de Gorribon		Domaine de Tasiaalujjuaq		Domaine de Faribault		Domaine de Rivier		Domaine de Peters-est		Domaine de Troie-Nord		Domaine de Troie-Sud		Domaine de Sud-est		Domaine d'Hamelin		Domaine de Sud-ouest	
	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S	M	S
Ba	40	78	33	78	49	100	41	78	100	200	88	200	110	200	45	78	48	100	109	250	92	175	72	150	182	330
Ce	42	100	49	100	86	200	129	250	190	400	154	375	133	250	90	150	43	100	99	200	154	250	210	550	90	150
Co	4.6	10	3.9	10	8.3	25	4.3	5.0	11	25	8.6	15	8.8	15	5.6	10	5.7	10.0	10	20	10	20	7.8	15	13	25
Cu	24.9	75	30	75	53	150	43	100	83	175	63	150	80	150	41	75	28.6	75.0	54	100	59	100	70	150	53	100
Cr	14	30	11	25	11	25	10.8	20	30	60	20	50	20	30	14	20	18.5	35	34	65	40	75	20	35	36	60
Eu	.36	1.0	.37	1.0	.57	1.5	1.0	2.5	2.0	4.5	1.5	3.5	1.3	2.5	.8	1.5	.45	1.0	1.0	2.0	1.5	2.5	1.9	5	.9	1.5
La	31.7	75	35	75.0	56	120	70	130	136	300	109	250	94	150	59	120	33.7	75	68	130	87	150	145	350	70	115
Li	2.9	7	2.9	7	4.4	10	3.5	7.0	9.8	15	7.5	15	8.7	15	3.9	7	3.3	7	7.5	15	5.8	10	6.9	10	13	25
Mo	3.7	10	3.5	7	5.3	14	3.3	7.0	7.6	18	5.5	14	4.8	10	4.2	14	3.8	7	4.7	10	3.7	7	5.2	10	4.4	10
Ni	14.7	35	13	30	18	35	12.6	30	73	180	35	100	33	50	17	30	21	45	40.9	80	49.9	80	29	80	41	80
P	516	1000	557	1000	519	1000	615	1200	818	1300	750	1300	741	1300	670	1200	592	1000	880	1500	1073	1700	664	1100	886	1500
Pb	4	8	3.3	8	4.8	8	4.6	8.0	9.8	24	7.7	15	8.8	15	9.1	37	4.8	8	9.0	15	9.7	15	6.1	8	11.8	20
Th	4.9	11	4.2	11	8.3	15	8.3	11	13	25	11.7	25	12.7	20	8	15	5.7	11	14	25	16.4	30	14	30	18.5	30
Ti	268	550	255	550	325	550	300	500	695	1200	588	1200	707	1200	313	550	295	550	692	1400	627	1100	485	750	1112	2000
U	3.8	15	1.8	5	11	30	3.9	10	39	120	23	75	18	35	7.8	15	4.7	10	6.5	15	5.3	10	17.4	50	7.8	15
V	24	60	20	30	18	30	20	30	35	60	31	60	33	60	34	100	27	60	37	60	39	60	29	60	43	60
Y	8.4	20	7.0	15	9	20	14	25	42	100	32	75	28	50	16	30	11	25	20	35	25	40	37	100	19	30
Zn	61	120	55	120	78	120	58	120	127	230	114	200	126	200	73	120	74	150	133	230	149	230	121	230	150	230
Zr	2.4	6	2.3	6	3.3	6	2.7	6	7.1	11	6.0	11	6.8	11	3.6	6	3	6	5.3	11	5.3	11	6	11	6.0	11

TABLEAU 3 - Échantillons de sédiments de lacs provenant de la région du lac Peters et montrant un signal géochimique comparable à ceux produits, dans des sédiments de ruisseaux, par des kimberlites connues d'autres régions (voir le texte).

Numéro d'échantillon	Localisant (UTM, NAD83)		Cr	Ni	Ba	K	Ce	Y
	estant	nordant						
41206	351978	6548232	46	57	286	10300	106	22
41272	356522	6574212	47	59	362	10500	106	22
42213	365650	6574011	56	60	330	12000	76	17
42216	361899	6579914	36	46	224	8500	62	15
42145	375890	6576567	69	79	358	8900	87	20
42212	363908	6570966	61	68	247	8700	62	12

TABLEAU 4 - Caractéristiques des indices minéralisés dans la région du lac Peters (SNRC 24M). Les indices sont localisés à la figure 2.

Indice	Localisation (UTM NAD83)	Substance et teneur	Description
Panache	364 876 m E 6 618 228 m N.	Au = 1,3 g/t Ag = 7,2 g/t As = 0,74% Zn = 3,08 % Pb = 0,77 %	Zone rouillée (> 5% de sulfures) dans un paragneiss à grenat intercalé dans une séquence métavolcanique (ceinture de Curotte)
Tuk-Tuk	388 410 m E 6 616 291 m N.	Cu = 0,63 % Ag = 2 g/t	Formation de fer sulfurée
Airo	331 625 m E 6 601 959 m N.	Ag = 10 g/t Zn = 0,04 %	Sulfures disséminés dans un paragneiss silicifié (ceinture de Tasiaalujuaq)

TABLEAU 5 - Seuils des indices minéralisés et des anomalies lithogéochimiques.

Substances minérales	Seuils des indices utilisés pour le projet du lac Peters	Seuils des anomalies utilisés pour le projet du lac Peters	Seuils des anomalies proposés pour le camp minier de l'Abitibi
Au	1 g/t	0,080 g/t	0,050 g/t
Ag	5 g/t	3 g/t	2 g/t
Cu	0,5 %	0,1 %	0,05 %
Ni	0,25 %	0,2 %	0,2 %
Zn	0,75 %	0,050 %	0,03 %
Pb	0,5 %	0,050 %	0,020 %
Cr	1%	0,2 %	0,2 %
As	----	0,015 %	0,005 %

TABLEAU 6 - Caractéristiques des anomalies lithogéochimiques. Les anomalies sont localisées à la figure 2.

No. de sites	Localisation (UTM NAD83)	Substance et teneur	Description
1	394 583 m E 6 604 457 m N.	Ni = 0,19 % Cr = 0,43 %	Métavolcanite ultramafique
2	398 391 m E 6 638 124 m N.	Ni = 0,21 % Cr = 0,28 %	Métavolcanite ultramafique dans la ceinture volcano-sédimentaire de Thury
3	407 520 m E 6 635 431 m N.	Cu = 0,26 % Au = 0,085 g/t Ag = 2 g/t	Métavolcanite (gneiss mafique) dans la ceinture volcano-sédimentaire de Thury
4	393 173 m E 6 608 904 m N.	Zn = 0,13 % Cu = 0,11 %	Petite bande d'amphibolite rouillée (pyrrhotine)
5	410 842 m E 6 586 970 m N.	Cu = 0,15 %	Zone rouillée à PY et CP dans une métavolcanite (gneiss mafique)
6	371 372 m E 6 587 087 m N.	Cu = 0,25 % Zn = 0,021 %	Zone sulfurée au contact d'un gabbro qui recoupe un gneiss granitique (CP, PO, PY)
7	336 763 m E 6 625 273 m N.	Au = 0,13 g/t Cu = 0,013 %	Formation de fer de la ceinture volcano-sédimentaire d'Hamelin
8	403 280 m E 6 602 190 m N.	Cu = 0,3 % Zn = 0,04 % Au = 0,062 g/t	Zone minéralisée en sulfures (CP, PY, PO) au contact entre un paragneiss et une ultramafite
9	381 801 m E 6 590 977 m N.	Cu = 0,17 % Zn = 0,02 %	Sulfures disséminés dans un gabbronorite
10	364 535 m E 6 579 783 m N.	Zn = 0,17 % Cu = 0,02 % Cr = 0,21 %	Paragneiss contenant de 1 % à 7 % de sulfures (PY, CP, PO), associé à des métavolcanites
11	387 111 m E 6 558 485 m N.	Cu = 0,20 % Zn = 0,062 %	Amphibolite minéralisée contenant 5 % de sulfures (PY, PO, CP)
12	393 511 m E 6 595 700 m N.	Zn = 0,077 % Cu = 0,052 %	Zone rouillée (PY, PO) riche en grenat, associée aux métavolcanites (gneiss mafique)
13	363 695 m E 6 615 507 m N.	Zn = 0,19 % Cu = 0,036 %	Zone rouillée (10% de sulfures), au contact entre un paragneiss et une métavolcanite
14	379 030 m E 6 614 722 m N.	Cu = 0,18 %	Zone rouillée dans une métavolcanite (gneiss mafique) dans la ceinture volcano-sédimentaire de Peters-Ouest
15	349 436 m E 6 573 923 m N.	Cu = 0,11 %	Zone rouillée (5 % de PY) dans une métavolcanite



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines