

RG 2005-02

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC CHARRON (32G/08 ET 32G/09)

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 

RG 2005-02

Géologie de la région
du lac Charron
(32G/08 et 32G/09)

Patrice Roy
Sophie Turcotte
Sandrine Cadéron
Patrick Houle
Kamal N.M. Sharma



Décapage de l'indice R-14 situé dans le Couloir de déformation Palmer-Tippecanoe (Patrice Roy, été 2004).

Géologie de la région du lac Charron (32G/08 et 32G/09)

**Patrice Roy
Sophie Turcotte
Sandrine Cadéron
Patrick Houle
Kamal N.M. Sharma**

RG 2005-02

Mots clés: or, couloir de déformation, Parautochtone, Front du Grenville, roche calco-silicatée

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction**

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Lecture critique

Abdelali Mouksil

Édition

Denis L. Lefebvre

DessinSophie Turcotte
Patrice Roy
Johanne Jobidon
Sandrine Candéron**Graphisme**

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 12 janvier 2005

RÉSUMÉ

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique réalisé au cours de l'été 2003 à l'échelle du 1 : 50 000. Il couvre la région du lac Charron (SNRC 32G08 NE, 32G09 SO et 32G09 SE), située à environ 50 km au sud de Chibougamau.

Dans cette région, les roches supracrustales archéennes de la Sous-province de l'Abitibi sont séparées des gneiss du Parautochtone grenvillien par la Zone tectonique du Front du Grenville. Les roches de la région sont d'âge Archéen, à l'exception de quelques dykes de gabbro d'âge Protérozoïque. Les unités stratigraphiques associées à la Sous-province de l'Abitibi sont les volcanites mafiques de la Formation d'Obatogamau, les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi (2728 ±2 Ma) et les tonalites du Pluton de La Dauversière (2720 ±1 Ma). La Zone du Front du Grenville est occupée par des amphibolites d'origine basaltique appartenant à la Formation d'Obatogamau ainsi que par le Pluton tonalitique à granodioritique de Boisvert (2698 ±4 Ma). Le Parautochtone grenvillien est formé de gneiss tonalitique, de tonalite à hornblende, d'amphibolite à grenat et clinopyroxène, de gneiss tonalitique migmatisés et de roches calco-silicatées à carbonates. Les amphibolites à grenat et clinopyroxène sont interprétés comme des équivalents métamorphisés des basaltes de la Formation d'Obatogamau.

La région du lac Charron montre un gradient métamorphique croissant du NW vers le SE. Il varie du faciès des schistes verts dans les roches de la Sous-province de l'Abitibi au faciès supérieur des amphibolites et au faciès inférieur des granulites, dans le Parautochtone.

Les roches de la Sous-province de l'Abitibi sont touchées par deux phases de déformation associées à l'Orogenèse kénoréenne. La première est responsable du grain régional E-W et des failles de même direction associées à des linéations abruptes et de l'Anticlinal de La Dauversière. La seconde développe des failles NE. À l'approche de la Zone du Front du Grenville, limitée à l'ouest par la Zone de déformation du lac Dufresne, le régime kénoréen est repris par la déformation grenvillienne qui réoriente les structures planaires vers le NNE et les linéations vers l'est et le sud-est et qui produit des failles fragiles-ductiles NNE. Dans le Parautochtone, la déformation grenvillienne est caractérisée par l'omniprésence de linéation d'étirement vers le SE et par un grain structural dominant E-W. Le dernier épisode de déformation observé est associé à un clivage et à des failles E-W qui recoupent les structures NNE.

Plusieurs contextes favorables à la découverte de métaux usuels et précieux ont été mis au jour. Deux nouvelles structures d'envergure régionale et porteuses de minéralisations cupro-aurifères ont été mises en évidence. La Zone de déformation Palmer-Tippecanoe, une structure E-W, a été trouvée au nord du Pluton de La Dauversière. Cette zone a permis de relier huit indices aurifères. La Zone de déformation du lac Dufresne, de direction NE, contient des minéralisations en cuivre et or associées à des roches métamorphisées au faciès des amphibolites. Ces indices, typiques de minéralisations orogéniques, sont composés de veines de quartz avec des enveloppes d'altération en séricite, carbonates et chlorite. La minéralisation est constituée de pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite et or. Une importante zone d'altération en séricite et carbonates de fer a aussi été mise au jour à la rencontre des deux couloirs de déformation. Dans le Parautochtone, quatre nouveaux indices, associés à des contextes géologiques différents, ont été identifiés. Parmi ceux-ci, l'indice Chevreau est un sulfure massif encaissé dans des amphibolites métavolcaniques tandis que la zone calco-silicatée est une minéralisation en cuivre apparentée aux skarnoïdes.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Objectifs	7
Localisation et accès	7
Méthodologie	8
Travaux antérieurs	8
Remerciements	8
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	8
UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET LITHOLOGIQUES	9
Stratigraphie archéenne	9
Formation d'Obatogamau (Aob)	9
Formation de Waconichi (Awa1)	11
Pluton de La Dauversière (Alad)	11
Pluton de Boisvert (Aboi)	12
Lithologies archéennes	13
Amphibolite à grenat et clinopyroxène (M16)	13
Amphibolites et gneiss mafiques métavolcaniques (M16a)	13
Roches calco-silicatées (M14)	13
Gneiss tonalitique, tonalite gneissique et tonalite migmatisée (M1(I1D))	13
Gneiss tonalitique migmatisé (M22(I1D))	13
Paragneiss (M4a)	14
Tonalite à biotite (I1Da)	14
Tonalite et diorite quartzifère à biotite et hornblende (I1Db)	14
Protérozoïque	14
Dykes de Gabbro	14
LITHOGÉOCHIMIE	15
Intrusions felsiques	15
Volcanites mafiques et felsiques	15
Dykes de gabbro protérozoïques	17
MÉTAMORPHISME	17
Zones 1 et 2 : Domaine archéen	17
Zone 3 : Domaine transitionnel	18
Zone 4 : Domaine parautochtone	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
Analyse structurale	19
Phases de déformation	22
Zones de déformation	22
DESCRIPTION DES INDICES	23
Indices associés à la Zone de déformation Palmer-Tippecanoe	23
Indices associés à la Zone de déformation du lac Dufresne	23
Nouveaux indices situés dans le Parautochtone	25

CONCLUSIONS	25
RÉFÉRENCES	26
ANNEXE 1 : TABLEAU 1 - CARACTÉRISTIQUES DES ÉPISODES DE DÉFORMATION	30
ANNEXE 2 : TABLEAU 2A ET 2B - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX INDICES	31
ANNEXE 2 : TABLEAU 2C, 2D ET 2E - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX INDICES (SUITE ET FIN)..	32
ANNEXE 3 : TABLEAU 3 - COMPARAISON ENTRE LES MINÉRALISATIONS	33
HORS-TEXTE	
Géologie 1 : 20 000, 32G08-202 – Lac Nicabau	carte RG 2005-02-C001
Géologie 1 : 20 000, 32G09-101 – Lac La Dauversière.....	carte RG 2005-02-C002
Géologie 1 : 20 000, 32G09-102 – Lac de la Coquille	carte RG 2005-02-C003

INTRODUCTION

Objectifs

Un levé géologique à l'échelle du 1 : 50 000 a été réalisé au cours de l'été 2003 dans la région du lac Charron (figure 1 et cartes en hors texte). Ces travaux s'inscrivent dans la première phase du Projet Front du Grenville, prévu au plan triennal 2003-2006 pour l'Abitibi et la Baie James. Les objectifs de ce projet sont : 1) de mettre à jour la cartographie du Front du Grenville; 2) de mieux définir le Front du Grenville à l'aide de critères lithologiques, métamorphiques et structuraux; et 3) de mettre en valeur le potentiel minéral de la région. Les travaux de l'été 2003 incluent les feuillets des lacs de la Coquille (32G09 SE), La Dauversière (32G09 SW) et Nicabeau (32G08 NE) qui couvrent la limite entre la Sous-province de l'Abitibi et le Parautochtone de la Province de Grenville

(figure 1b et cartes en hors texte). Ce rapport géologique traite des ces trois feuillets cartographiés en 2003.

Localisation et accès

La région du lac Charron est située à environ 50 km au sud de la ville de Chibougamau. Elle est comprise entre les longitudes 74°00'00" et 74°30'00" et les latitudes 49°22'30" et 49°40'00" (figure 1b et cartes en hors texte). La route provinciale 167, reliant la ville de Chibougamau à celle de La Doré, constitue l'accès principal. Elle traverse la région entre les bornes kilométriques 155 et 200. À partir de la route 167, le secteur est couvert d'un réseau de chemins forestiers carrossables, bien qu'un véhicule tout-terrain soit requis sur plusieurs tronçons. Les nombreux lacs de la région sont navigables en embarcation motorisée et d'accès facile grâce aux débarcadères aménagés pour la pêche. L'accès est limité dans le secteur du lac Boisvert, au nord-est de la région; il est accessible uniquement par hélicoptère, par hydravion ou par bateau.

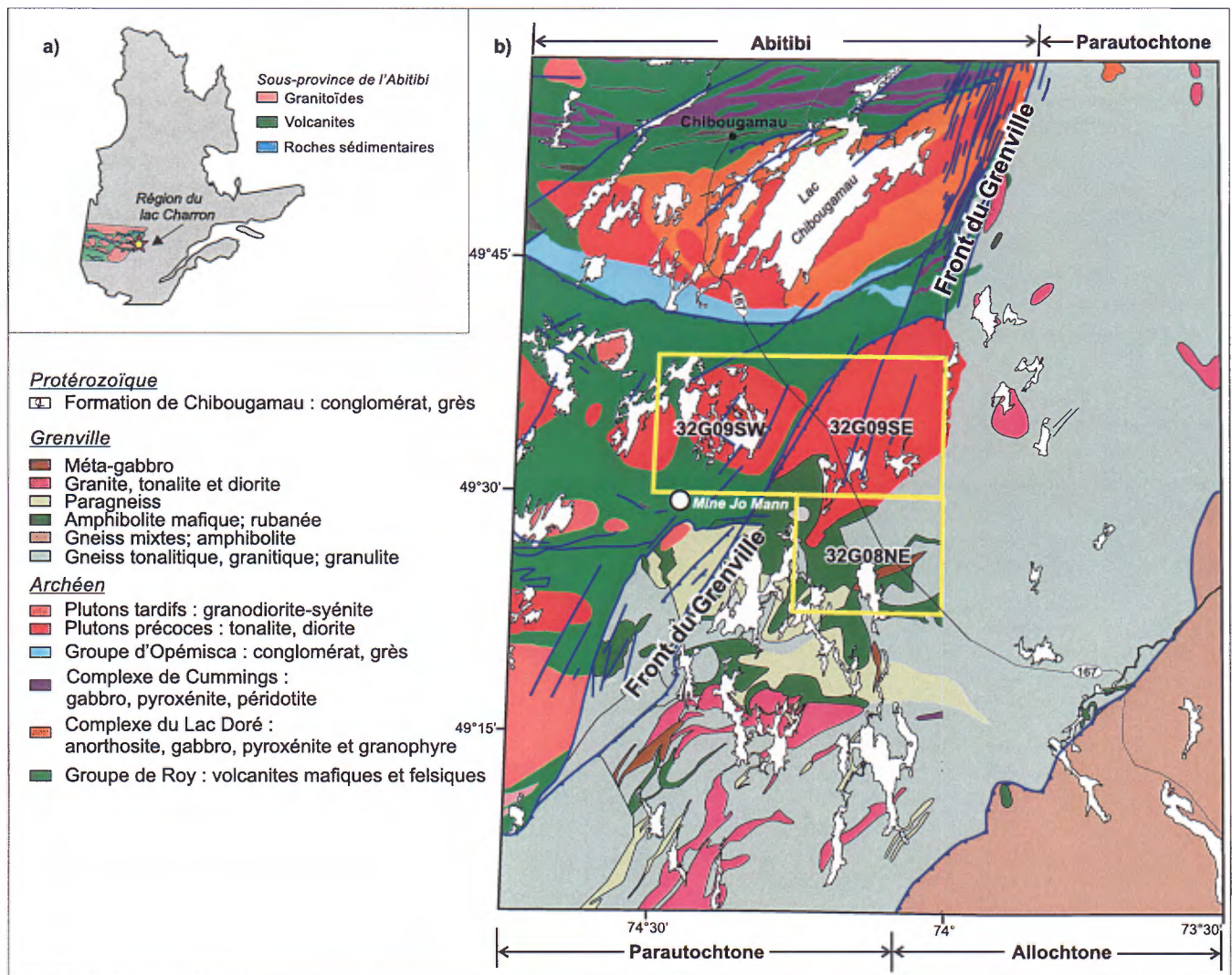


FIGURE 1 - a) Localisation de la région du lac Charron dans la Sous-province de l'Abitibi. **b)** Géologie et stratigraphie régionale le long du Front du Grenville, au sud-est de Chibougamau. Modifié de Goutier et Melançon (2003).

Méthodologie

Les travaux de terrain de l'été 2003 ont été réalisés par une équipe comprenant cinq géologues et cinq assistants. Une compilation des dépôts de surface effectuée par la Commission géologique du Canada (Paradis, 2003a et 2003b) a été utilisée pour cibler les affleurements rocheux sur le territoire. Cependant, certains endroits en sont presque entièrement dépourvus à cause des marécages et des dépôts glaciaires. C'est le cas pour les secteurs au nord du lac Nicabeau et au sud-est des lacs Obatogamau. Le levé a été réalisé en suivant le tracé des chemins forestiers avec un camion ou un véhicule tout-terrain et le rivage des principales étendues d'eau à l'aide d'une embarcation motorisée. Des cheminements traditionnels à pied ainsi qu'un camp volant de trois jours ont été nécessaires pour compléter la couverture de la région. Au total, 1087 affleurements ont été décrits.

Les observations de terrain ont été complétées par l'examen de 60 colorations au cobaltinitrate de sodium, de 188 lames minces et de 31 lames minces polies. La caractérisation géochimique des principales unités lithologiques et des zones minéralisées est basée sur les résultats analytiques (oxydes majeurs et éléments traces incluant les terres rares) de 186 échantillons dont 105 ont été analysés pour leur intérêt économique. Un échantillon a également été recueilli pour y effectuer une datation U/Pb sur zircon. Cette datation a été réalisée par Donald W. Davis au département des sciences de la terre de l'Université de Toronto. La méthode analytique et les résultats de la datation feront l'objet d'un RP séparé (Davis *et al.*, en préparation). La coloration de 60 échantillons au cobaltinitrate de sodium, suivie d'un comptage numérique, a permis de classer les roches granitiques selon la méthode décrite dans Goutier *et al.* (2001a). L'ensemble des données analytiques a été intégré au système d'information géominère (SIGEOM) du ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF).

Travaux antérieurs

Les premières reconnaissances géologiques effectuées dans la région de Chibougamau furent accomplies en 1870 par la Commission géologique du Canada (Richardson, 1872). Par la suite, de nombreux géologues ont visité de façon intermittente la région de Chibougamau (Barlow *et al.*, 1911; Cooke, 1927; Faribeault *et al.*, 1912; Low, 1906; Norman et Mawdsley, 1938; Obalski, 1904; Retty et Norman, 1938; Tolman, 1930), notamment pour évaluer le potentiel minier et pour y établir la stratigraphie.

Les premiers travaux de cartographie ont été effectués à l'échelle du 1 : 63 360 par Laurin (1955) pour le secteur de 32G08, par Neale (1959) pour 32G09/SE et par Imbeault (1959) pour 32G09/SW. Dans les années soixante, les travaux de Duquette (1970) permirent d'établir les premières esquisses de la stratigraphie régionale actuelle. La région cartographiée est également couverte en partie par les travaux de Hébert (1974, 1978 et 1980), de Cimon (1977), de Thibault et

Daigneault (1984) et de Daigneault (1986). Outre les travaux de cartographie régionale, plusieurs études spécifiques ont été réalisées dans la région du lac Charron. Baker (1980), Ciesielski (1988 et 1994), Ciesielski et Graham (1994), Ciesielski et Ouellet (1985), Ouellet (1988) et Sawyer (1991) ont étudié la nature du Front du Grenville tandis que Madore (1990) a étudié en détail les dykes coronitiques du Parautochtone. Finalement, la stratigraphie, la géologie structurale et la métallogénie régionale sont revues dans diverses synthèses (Guha et Chown, 1984; Daigneault et Allard, 1990 et 1994; Dion et Guha, 1994; Legault *et al.*, 1995; Pilote, 1998; Dion et Simard, 1999; Legault *et al.*, 1997; Legault *et al.*, 2000; Legault, 2003)

Remerciements

Nos remerciements vont d'abord à Louis Grenier et Éric Hoffman, qui ont participé aux travaux de cartographie à titre de géologue. Notre reconnaissance s'adresse aussi aux étudiants suivants qui ont travaillé sur le projet : Martin Aucoin, François Bossé, Julie Bouvrette, Yan Gobeil et Judith St-Laurent. Nous soulignons également la contribution de Christine Bronsard, technicienne en géologie, pour sa collaboration aux travaux de terrain ainsi que Johanne Jobidon pour son appui en arts graphiques. Les précieux échanges et conseils de nos collègues du Service géologique du Nord-Ouest, Daniel Bandyayera, Claude Dion et Pierre Rhéaume ont été fort appréciés ainsi que les discussions avec Réal Daigneault (Université du Québec à Chicoutimi) et l'équipe de SOQUEM à Chibougamau lors de différentes excursions. Enfin, nous sommes reconnaissants envers Abdelali Moukhsil pour la lecture critique du manuscrit de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région du lac Charron se trouve à la limite entre la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992) et le Domaine parautochtone de la Province de Grenville, défini par Rivers *et al.* (1989) (figure 1 et les cartes en hors texte). Ces deux entités géologiques sont séparées par la Zone tectonique du Front du Grenville. Dans la région, les roches de la Sous-province de l'Abitibi (SPA) présentent une stratigraphie relativement simple. On relève deux cycles volcaniques évoluant de mafique à felsique et appartenant au Groupe de Roy (Chown *et al.*, 1992; Daigneault et Allard, 1990) (figure 1b et les cartes en hors texte). Le cycle volcanique 1 (2720-2730 Ma) est caractérisé par une vaste plaine sous-marine de basaltes et de complexes felsiques isolés (Formation d'Obatogamau), interstratifiés avec ou recouverts par des assemblages volcanoclastiques (Formation de Waconichi)

(figure 1b et les cartes en hors texte). Les laves mafiques et les filons-couches gabbroïques de la Formation de Gilman, observés dans le nord de la région, caractérisent le *cycle volcanique II* (2705-2720 Ma) (figure 1b et les cartes en hors texte). Les granitoïdes sont représentés par le Pluton de La Dauversière, une intrusion tonalitique synvolcanique datée à 2720 ± 1 Ma (Mortensen, 1993) et par le Pluton de Boisvert (2698 ± 4 Ma) qui occupe le contact entre les roches supracrustales archéennes et les unités du Parautochtone (cartes en hors texte). Le métamorphisme dans la SPA est au faciès des schistes verts, atteignant le faciès des amphibolites en bordure des intrusions ainsi qu'à proximité du Front du Grenville. Les roches vertes de la SPA ont été affectées par plusieurs phases de déformation, dont la principale a provoqué de grands plis isoclinaux à plan axial est-ouest. Les zones axiales de ces plis sont souvent occupées par des masses intrusives de composition tonalitique et dioritique, précoces à tardives par rapport à la déformation régionale (Daigneault et Allard, 1990).

Le Front du Grenville (FG) traverse le centre de notre carte en direction NE et correspond à une zone tectonique qui sépare la SPA du Parautochtone (DP) (figure 1b et les cartes en hors texte). Il est interprété comme une discontinuité majeure s'étendant jusqu'à la croûte inférieure (Green *et al.*, 1988). Dans la région de Chibougamau, les unités archéennes peuvent être tracées à travers le FG jusque dans le Parautochtone du Grenville (Daigneault et Allard, 1994). Ce sont des roches supracrustales stratigraphiquement et structuralement liées à la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dont le degré de métamorphisme a augmenté jusqu'au faciès des amphibolites (figure 1b et cartes en hors texte; Daigneault et Allard, 1994).

Pour le secteur à l'étude, le Domaine parautochtone (DP) se distingue sur la carte du champ magnétique total résiduel par une surface où les valeurs sont plus faibles et uniformes (figure 2). Il est composé principalement de gneiss métamorphisés et déformés durant l'Orogenèse kénoréenne puis transposés pendant l'Orogenèse grenvillienne (Ciesielski et Ouellet, 1985; Ciesielski, 1988 et 1994). Les gneiss de composition tonalitique contiennent des bandes d'amphibolites d'origine volcanique qui peuvent être corrélées avec les roches de la Formation d'Obatogamau (Ciesielski, 1988). Les roches du Parautochtone ont été affectées par deux phases de déformation. La première phase a produit des linéations plongeant vers le SE dans toutes les roches (Ciesielski, 1988 et 1994; Daigneault et Allard, 1994). Ces linéations sont associées au chevauchement de larges nappes du SE vers le NW, entraînant un épaississement de la croûte. Ce phénomène engendra un réajustement isostatique qui généra une série de failles inverses abruptes NNE (Daigneault et Allard, 1994). Les roches à clinopyroxènes et grenats, communes à l'intérieur du DP, sont partiellement rétrogradées au faciès des amphibolites, ce qui suggère que le faciès des amphibolites se superpose sur un assemblage antérieur au faciès des granulites (Ouellet, 1988).

UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET LITHOLOGIQUES

Dans la région du lac Charron, le socle rocheux est composé d'unités de l'Archéen ainsi que de quelques dykes de gabbro du Protérozoïque. La région se divise en trois domaines tectonométamorphiques (figure 2). Le Domaine archéen comprend les roches de la Sous-province d'Abitibi (SPA), limitée à l'est par la Zone de déformation du lac Dufresne (ZDLN). Le Domaine transitionnel s'étend entre la ZDLN et le Linéament de la Coquille (figure 2). Il correspond à la Zone tectonique du Front du Grenville (FG), dans laquelle les structures grenvilliennes réorientent les structures archéennes. Le Domaine parautochtone (DP) de la Province de Grenville s'étend au sud-est du Linéament de la Coquille et contient des roches archéennes métamorphisées variant du faciès supérieur des amphibolites au faciès inférieur des granulites. Les roches archéennes de la SPA et du FG ont été classées dans les différentes unités stratigraphiques définies antérieurement (Legault *et al.*, 1997 et 1995; Legault, 2003; Daigneault et Allard, 1983; Cimon, 1977; Duquette, 1970). Elles sont décrites selon un ordre chronologique établi à partir de l'empilement des unités, des relations de recoupement observées sur le terrain et des datations isotopiques (U-Pb) réalisées dans la région. Cette stratigraphie n'a pas été révisée en détail mais a plutôt servi de point de référence pour décrire les unités se poursuivant dans le Parautochtone. Nous avons divisé ces dernières en unités lithologiques, puis nous les avons corrélées avec les unités stratigraphiques de l'Abitibi s'il y avait lieu. La description des unités a été réalisée à partir des observations effectuées sur le terrain et au microscope. Le Pluton de Verneuil et la Formation de Gilman n'ont pas été revus lors de nos travaux et ne sont pas décrits dans ce rapport. Les unités de tonalite (11Da) et de paragneiss (M4a) localisées dans la partie sud du feuillet 32G/08-0202 ont été interprétées à la suite des travaux de 2004 et feront l'objet d'un rapport subséquent.

Stratigraphie archéenne

Formation d'Obatogamau (Aob)

La Formation d'Obatogamau a été définie par Cimon (1977) pour désigner des basaltes et des filons couches de gabbro à phénocristaux de plagioclase. Dans la région, elle comprend deux unités dominées par les basaltes et les amphibolites metabasaltiques (Aob1) ou par les gabbros (Aob2). L'unité Aob1 est subdivisée en deux sous-unités informelles : la première (Aob1) regroupe les basaltes métamorphisés qui varient du faciès des schistes verts au faciès inférieur des amphibolites et représente l'Obatogamau tel que défini à l'origine; la seconde (Aob1a) est constituée

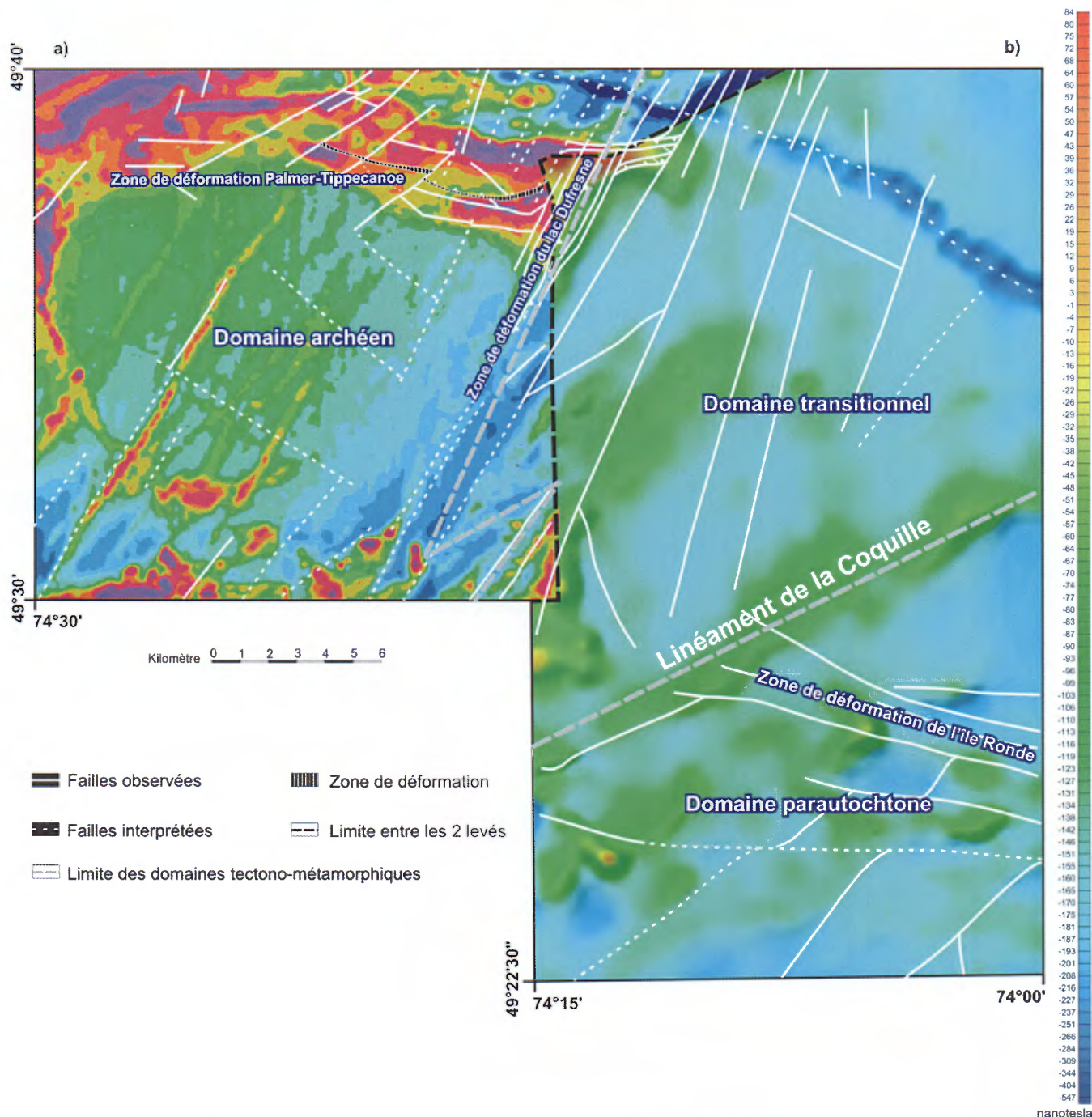


FIGURE 2 - Champ magnétique total résiduel de la région du lac Charron. **a)** Compilation de levés aéroportés provinciaux effectués entre les années 1972 et 1983 à une élévation de 120 m. L'espacement des lignes de vol est de 200 m (Dion et Lefebvre, 1997); **b)** Compilation de levés aéroportés effectués entre 1947 et 1983 à une élévation de 300 m. L'espacement des lignes de vol est de 800 m (Dion et Lefebvre, 2000).

d'amphibolites metabasaltiques situées dans la Zone transitionnelle du Front du Grenville.

Basalte (Aob1)

L'unité de basaltes (Aob1) est concentrée dans la SPA et elle occupe une bande de 4 km au nord du Pluton de La Dauversière. Une polarité vers le nord, observée dans les

basaltes coussinés, confirme sa position sur le flanc nord de l'Anticlinal de La Dauversière. L'unité de basaltes occupe aussi une grande bande au sud du pluton, sur le flanc sud de l'anticlinal. Elle regroupe les basaltes métamorphisés qui varient du faciès métamorphique des schistes verts au faciès inférieur des amphibolites. Les basaltes présentent un faciès massif ou coussiné qui contient fréquemment des mégacristsaux de plagioclase. Localement, des brèches de

coulée, des brèches de coussin et des tufs à lapilli ont été observés. Les laves massives ont généralement une granulométrie plus grossière que les autres faciès. Les coulées coussinées sont aplaties et étirées parallèlement à la schistosité. Elles sont composées de coussins de taille décimétrique à métrique avec des bordures de 1 à 2 cm d'épaisseur et des cœurs parfois épidotisés.

Les basaltes ont une couleur vert foncé en patine et gris verdâtre en cassure fraîche. Ils ont une granulométrie fine à aphanitique et une structure schisteuse à foliée. Ils contiennent des mégacristsaux de plagioclase atteignant jusqu'à 3 cm de diamètre et représentant jusqu'à 15 % de la roche. En lames minces, les basaltes se composent principalement d'amphiboles, de chlorite, de plagioclase, d'épidote et de quartz. Les amphiboles et la chlorite soulignent la foliation. La magnétite, le leucoxène et la pyrite sont les minéraux accessoires les plus fréquents.

Dans les séquences de basaltes sont intercalés des filons-couches de gabbro de même composition qui peuvent aussi contenir des phénocristsaux de plagioclase. Les veinules de quartz sont répandues dans l'unité, tout comme les veinules de calcite qui forment des stockwerks minéralisés en pyrite dans les zones de faille. L'altération en carbonates, séricite, chlorite et rutile est fréquente le long des zones de cisaillement. Cette altération hydrothermale est associée aux zones aurifères (voir le chapitre sur la description des indices). Des dykes de tonalite et de diorite, de taille décimétrique à plurimétrique, sont fréquemment observés en bordure des plutons et le long des zones de déformation.

Amphibolite metabasaltique (Aob1a)

La sous-unité d'amphibolites metabasaltiques (Aob1a) occupe la Zone transitionnelle du Front du Grenville (figures 13 et cartes géologiques en hors texte). Elle inclut des amphibolites et des amphibolites à grenat d'origine basaltique. Les textures et structures volcaniques observées sont les mêmes que dans les basaltes (Aob1). Elles sont généralement préservées, mais peuvent avoir été modifiées par le métamorphisme et la déformation sans être totalement oblitérées comme dans les amphibolites à grenat et à clinopyroxène (voir ci-dessous). Par exemple, les bordures de coussins sont généralement étirées et riches en hornblende et grenat. Les amphibolites metabasaltiques peuvent être partiellement migmatisées (< 5 % de mobilisat).

Les amphibolites sont gris verdâtre à rougeâtre en surface altérée et gris foncé plus ou moins verdâtre en cassure fraîche. Elles ont une granulométrie moyenne à grossière et une structure foliée à rubanée localement. Elles sont composées de hornblende, de plagioclase, de grenat, d'épidote, de quartz, d'oxydes de fer et de titanite. Les grenats atteignent 2 cm de diamètre et représentent généralement moins de 5 % de la roche. Dans les zones où les grenats sont plus concentrés, des veinules de carbonates coupent les amphibolites.

Filons-couches de gabbro (Aob2)

Les filons-couches de gabbro visibles sur la carte sont groupés dans cette unité (Aob2). Ils sont particulièrement abondants dans la partie nord-est du Pluton de La Dauversière, mais se retrouvent aussi disséminés un peu partout dans les basaltes archéens. Ces filons-couches peuvent avoir quelques centaines de mètres d'épaisseur et une longueur kilométrique. Ils ont une couleur gris verdâtre moyen à foncé. Les gabbros ont une granulométrie fine à moyenne et présentent un faciès massif ou glomérophyrique comme les basaltes qui sont peu différenciés. Ils ont une structure massive à foliée. Les gabbros sont composés principalement de plagioclase, de hornblende, de chlorite, de magnétite et de leucoxène.

Formation de Waconichi (Awa1)

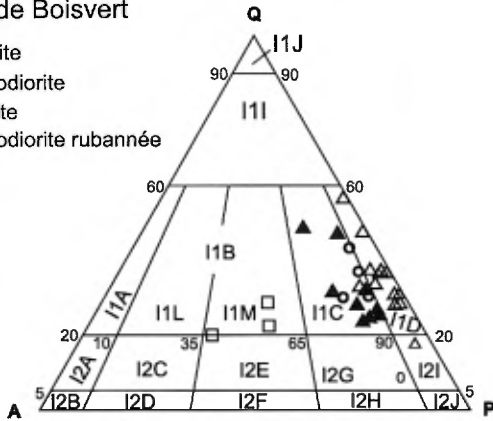
La Formation de Waconichi enveloppe le quart nord-ouest du Pluton de La Dauversière. Elle a été définie par Duquette (1966) puis précisée par Daigneault et Allard (1990) qui ont introduit le Membre de Queylus. Dans la région, Legault (2003) et Legault *et al.*, (1995) décrivent le Membre de Queylus comme des volcanoclastites de composition andésitique dominées par des tufs à blocs et à lapillis. Une rhyolite de la Formation de Waconichi, prélevée au nord-ouest du Pluton de La Dauversière, a été datée à 2730 ± 2 Ma par la méthode U-Pb (Mortensen, 1993). L'unité n'a été recoupée que dans sa partie sud-ouest. Nous avons identifié des volcanoclastites de composition intermédiaire à felsique comprenant des tufs laminés, des tufs à lapillis et/ou à blocs, et des dacites massives. Ces roches ont une teinte blanc verdâtre à jaunâtre en patine et gris pâle plus ou moins verdâtre en cassure. Elles sont de granulométrie fine à aphanitique. Les laminations ont de 1 à 20 mm d'épaisseur. Les volcanites de la Formation de Waconichi sont composées essentiellement de plagioclase, d'épidote, de muscovite, de hornblende, de chlorite et de magnétite altérée en leucoxène.

Pluton de La Dauversière (Alad)

Le Pluton de La Dauversière (Alad) est une intrusion subcirculaire qui s'est mise en place à travers les basaltes de la Formation d'Obatogamau dans la partie nord-ouest de la région. Les datations effectuées sur le pluton indiquent un âge de 2720 ± 1 Ma (Mortensen, 1993), synchrone au deuxième cycle volcanique de la région. Ce pluton est composé essentiellement de tonalite à biotite et il contient aussi de la granodiorite (figure 3). Nos travaux n'ont pas permis d'identifier de cœur granodioritique comme l'avait fait Racicot *et al.*, (1984), les granodiorites étant distribuées de façon irrégulière dans l'intrusion. La tonalite est de couleur gris pâle en cassure fraîche et blanche plus ou moins brunâtre à orangé en surface altérée. Le pluton a une

Pluton de Boisvert

- △ Tonalite
- ▲ Granodiorite
- Granite
- Granodiorite rubannée



Pluton de La Dauversière

- ◇ Tonalite à grains moyens
- ◆ Tonalite à grains grossiers
- Granodiorite

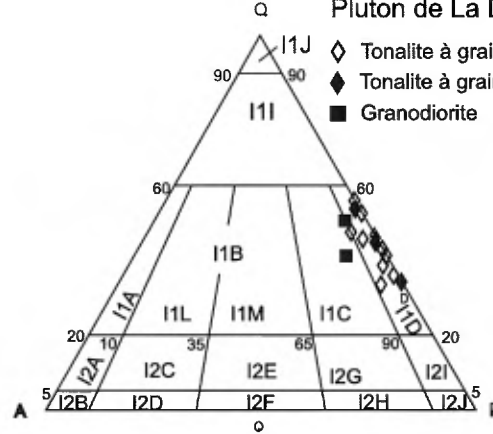


FIGURE 3 - Classification des roches plutoniques déterminée à partir d'échantillons ayant subi une coloration au cobaltinitrate de sodium suivi d'un comptage numérique des grains.

granulométrie moyenne à grossière et une structure massive à faiblement foliée. La bordure du pluton et les zones de faille sont caractérisées par une texture porphyroclastique. Localement, la bordure du pluton est bréchique et contient des enclaves de diorite, de gabbro et d'hornblende. Les veines tardives de pegmatite et de quartz, de quelques millimètres à quelques décimètres d'épaisseur, sont communes mais représentent un faible volume. En lames minces, les tonalites du Alad se distinguent des autres intrusions de la région par la présence de biotite brun rouge à orangé. Le microcline est rare et peu abondant. L'épidote, la titanite, l'apatite et le zircon sont des constituants accessoires fréquents. La muscovite est souvent observée en phase secondaire. La tonalite porphyroclastique est caractérisée par une biotite verte de seconde génération et une matrice de rubans de quartz qui suggère une déformation à l'état solide.

Pluton de Boisvert (Aboi)

Le Pluton de Boisvert (Aboi) occupe la majeure partie du tiers nord-est de la région. Il a été décrit initialement par Daigneault et Allard (1983) et Daigneault (1986). Cependant, Cieselski (1988 et 1994) et Cieselski et Ouellet (1985) n'ont pas différencié ce pluton des gneiss du Parautochtone, bien qu'ils aient identifié une structure plissée correspondant au sommet du pluton défini par Daigneault. D'après nos travaux, le Pluton de Boisvert se distingue des gneiss tonalitiques situés au sud par son âge, sa minéralogie, l'intensité de sa déformation et sa géochimie. En effet, une datation effectuée sur celui-ci dans le cadre de nos travaux indique un âge U-Pb sur zircon de 2698 ± 4 Ma (Davis *et al.*, 2005), un âge qui l'associe aux plutons syntectoniques de la Zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992 et 2002). Par contre, les gneiss tonalitiques ont été datés à 2620 ± 2 Ma (Joly, 1991) à l'est de la région (SNRC 32 H/12), un âge nettement plus jeune qui

correspond davantage à l'âge du métamorphisme dans l'Aboi (2627 ± 2 Ma, Davis et Dion, en préparation). L'Aboi est composé de leucotonalite (trondhémite) et de granodiorite à deux micas avec une fraction mineure de tonalite ou de diorite plus riche en minéraux mafiques (figure 3). Il a une couleur blanc parfois rosée ou brunâtre en patine et gris pâle en cassure. Il présente une granulométrie moyenne et une structure foliée, soulignée par l'alignement des micas qui tendent à se concentrer en amas. Il est intensément folié à mylonitique à son contact ouest avec les volcanites de la Formation d'Obatogamau. Ce contact correspond aussi à la Zone de déformation du lac Dufresne interprétée comme la limite ouest de la Zone tectonique du Front du Grenville. À sa bordure sud-est, le rubanement augmente progressivement vers les gneiss tonalitiques et le contact est diffus. Le long des failles NNE qui coupent l'Aboi, la leucotonalite est fortement altérée en épidote, hématite et chlorite et elle a subi une déformation fragile à ductile. Le Pluton de Boisvert est coupé de nombreuses injections ou veines de granite généralement pegmatitiques. Du mobilisat granitique résultant d'une fusion partielle est parfois présent mais d'importance mineure (< 5 %). Les enclaves d'amphibolites sont répandues dans le pluton et peuvent atteindre jusqu'à 5 km de longueur par plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Elles sont composées d'amphibolites rubanées à grenat de granulométrie fine à moyenne.

En lame mince, dans la leucotonalite et la granodiorite, le microcline est observé en petits grains interstitiels et souligne le caractère relativement potassique de l'Aboi par rapport aux autres intrusions felsiques de la région (figure 3). Le quartz forme souvent des amas lenticulaires de grains. Les minéraux mafiques les plus importants sont la biotite verte, l'épidote et la muscovite. La hornblende et le grenat sont rarement présents. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont la titanite, l'allanite, la magnétite, le rutile, l'apatite et le zircon.

Lithologies archéennes

Amphibolite à grenat et clinopyroxène (M16)

Les amphibolites à grenat et à clinopyroxène se concentrent dans la partie sud de la région, en bandes plus ou moins continues autour des tonalites ou en enclaves dans les gneiss. Elles ont une granulométrie fine à moyenne et une texture granoblastique. Les amphibolites sont foliées et rubanées avec une alternance de rubans vert foncé et de rubans gris verdâtre plus pâle. La hornblende, le grenat et le clinopyroxène se concentrent dans les rubans foncés tandis que le plagioclase occupe davantage les rubans pâles. Des horizons de grenatite (90 % grenat), résultant possiblement d'une altération hydrothermale métamorphisée, ont été notés localement. Des injections de tonalite le long des plans de rubanement sont fréquemment observées près des contacts avec les tonalites et les gneiss tonalitiques. Les principaux constituants des amphibolites sont la hornblende, le plagioclase, le grenat, le clinopyroxène, l'épidote et le quartz. La hornblende est souvent nématoblastique. Le grenat forme des porphyroblastes et poeciloblastes qui peuvent atteindre plus d'un centimètre dans les zones où il est abondant. Le plagioclase est fréquemment remplacé par de la scapolite. La pyrrhotite et la pyrite se trouvent souvent disséminées dans les amphibolites.

Nos observations suggèrent que les amphibolites ont subi une fusion partielle qui se traduit par la présence de mobilisat mis en place parallèlement aux rubans, dans les nœuds de boudins et autres zones d'extension. Les textures et les structures primaires dans ces amphibolites sont oblitérées par le rubanement et la migmatisation, ce qui rend ces textures peu ou pas reconnaissables sur le terrain. Elles semblent représenter des équivalents des basaltes et des gabbros de la Formation d'Obatogamau qui ont été métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou au faciès inférieur des granulites (voir le chapitre sur le métamorphisme). D'ailleurs, la géochimie des basaltes et des amphibolites est semblable (voir le chapitre sur la lithogéochimie).

Amphibolites et gneiss mafiques métavolcaniques (M16a)

L'unité d'amphibolites et de gneiss mafiques d'origine volcanique (M16a) forme une mince bande de roches à l'extrême sud-ouest de la région cartographiée. Un seul affleurement a été visité dans cette zone et il est composé d'amphibolites à biotite. Les travaux effectués au sud, dans la région des lacs Rohault et Bouteroue, permettent de rattacher cet affleurement à l'unité d'amphibolites et de gneiss mafiques métavolcaniques (M16a). Cette unité contient des phénocristaux de plagioclase et des coussins volcaniques comparables à ceux observés dans la Formation d'Obatogamau de la bande Caopatina-Guercheville (Roy et Cadéron, en préparation).

Roches calco-silicatées (M14)

Les roches calco-silicatées forment une petite unité en bordure d'une enclave d'amphibolite au sud-est de la région. Elles présentent un rubanement centimétrique à décimétrique, caractérisé par une alternance de bandes grises, riches en carbonates, et de bandes vert rougeâtre, riches en silicates. Le grain de la roche est granoblastique et de taille moyenne. Les principaux minéraux qui constituent les roches calco-silicatées sont la calcite et la dolomie (jusqu'à 40 %), la hornblende, le grenat, le diopside, le plagioclase et le quartz. La hornblende se trouve en amas de grains xénomorphes orientés selon la foliation. Elle est aussi associée à la rétro-morphose du diopside. Le grenat est hypidiomorphe et de couleur rouge. Les principaux minéraux accessoires sont la titanite et l'apatite. Des sulfures sont disséminés par endroits sous forme de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pyrite. Une zone minéralisée, associée aux roches calco-silicatées, est décrite dans la section sur la description des indices. La position des roches calco-silicatées, au contact des amphibolites et des gneiss tonalitiques, la minéralogie qui les compose et la présence de sulfures dans le système, suggèrent qu'il s'agit d'un skarnoïde résultant d'un métasomatisme ou d'une altération hydrothermale des amphibolites au contact des gneiss.

Gneiss tonalitique, tonalite gneissique et tonalite migmatisée (M1(I1D))

Le gneiss tonalitique, la tonalite gneissique et la tonalite migmatisée forment une importante masse dans le tiers sud-est de la région (figures 1 et 14). Ces gneiss ont été datés à 2620 ± 2 Ma (méthode U-Pb sur zircon), juste à l'est de notre région (Joly, 1991). Ils ont une couleur blanc plus ou moins grisâtre en surface altérée et une couleur grise en cassure. Le gneiss tonalitique, la tonalite gneissique et la tonalite migmatisée ont une granulométrie moyenne à grossière et une structure gneissique à rubannée. Ils contiennent rarement du microcline. La biotite, de couleur verte à brune, la hornblende verte et l'épidote forment souvent des schlieren ou des rubans de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur. La titanite, l'apatite et le zircon sont omniprésents mais en quantité accessoire. Les gneiss tonalitiques sont coupés de granite et de pegmatite en veines, amas ou lentilles d'épaisseur millimétrique à décimétrique. Ils peuvent contenir jusqu'à 20 % de mobilisat. Les gneiss contiennent des enclaves d'amphibolites rubanées à grenat et clinopyroxène de quelques décimètres à plusieurs mètres de longueur.

Gneiss tonalitique migmatisé (M22(I1D))

Le gneiss tonalitique migmatisé est concentré dans une mince bande au nord de la Zone de déformation de l'île

Ronde. Il s'agit du même gneiss que décrit ci-dessus, mais qui peut être migmatisé jusqu'à 80 %. Il en résulte des migmatites à grains grossiers et granoblastiques et à structure foliée à rubanée. Elles sont brunes en patine et grises en surface fraîche. Le leucosome est composé essentiellement de plagioclase, de quartz et de grenat. Les porphyroblastes de grenat rouge vin peuvent atteindre jusqu'à 3 cm de diamètre. Le mélanosome forme des rubans millimétriques dans lesquels se concentre la biotite rougeâtre. Des enclaves de metabasites riches en épidote, hornblende, clinopyroxène et plagioclase ont été notées dans ces migmatites.

Paragneiss (M4a)

Des paragneiss occupent le coin sud-ouest de la région. Ces paragneiss n'ont pas été observés lors de nos travaux. Ils sont décrits dans les régions avoisinantes (Simard, 1992; Roy et Cadéron, en préparation) comme un ensemble de paragneiss à biotite, de paragneiss à biotite et grenat, de paragneiss migmatisé et de migmatite rubanée avec localement des conglomérats et des grès. Simard (1992) les associe à la Formation de Caopatina.

Tonalite à biotite (I1Da)

Une petite unité de tonalite à biotite occupe le coin sud-est de la région. Elle se compose de tonalite à biotite de couleur blanche à blanc rosé et de grain moyen avec une structure foliée à gneissique. Les tonalites sont localement migmatisées ou injectées de pegmatite.

Tonalite et diorite quartzifère à biotite et hornblende (I1Db)

Des roches intrusives, composées d'un mélange de tonalites et de diorites quartzifères à biotite et hornblende, forment des masses oblongues de quelques kilomètres de longueur qui sont orientées NW-SE et concentrées dans la partie sud-est de la région. Elles ont une patine gris moyen plus ou moins verdâtre, un grain de taille moyenne et une structure foliée. Les tonalites ont une composition relativement mélanocrate par rapport aux autres intrusions felsiques de la région, ce qui se traduit par une faible proportion de quartz et une concentration en minéraux mafiques élevée (>10 %). Elles contiennent de la biotite verte, de la hornblende automorphe, parfois relique, et de l'épidote souvent concentrées en amas allongés selon la foliation. Une petite quantité de mobilisat granitique et d'injections de pegmatite (<10 %) se trouvent plissés, boudinés et transposés parallèlement à la foliation. Des enclaves décimétriques d'amphibolite et de hornblendite, finement à moyennement grenues et rubanées, ont aussi été observées localement.

Protérozoïque

Dykes de Gabbro

Les roches les plus récentes observées dans la région sont des dykes de gabbro du Protérozoïque. Ils sont divisés en familles selon leur texture. La première famille regroupe les dykes ophitiques et la seconde les dykes coronitiques à grenat.

Gabbro à grain moyen ou diabasique (I3A)

Les dykes de gabbro (I3A) recoupent la partie ouest de la région, notamment le Pluton de La Dauversière. Les dykes ont une orientation NE typique des dykes de l'Abitibi. Cette famille est composée de gros dykes de plusieurs dizaines de mètres de largeur et d'une longueur pouvant atteindre la centaine de kilomètres. Le gabbro a une couleur grise à noire, une granulométrie moyenne à aphanitique, une texture subophitique et une structure généralement massive. Localement, des plages isolées à grains plus grossiers et à phénocristaux de hornblende ont été observées. Le gabbro est mélanocrate, magnétique et est composé en majeure partie de plagioclase et de clinopyroxène avec une plus faible proportion de quartz et d'orthopyroxène. La hornblende forme des couronnes autour des pyroxènes qu'elle remplace. Certains gabbros sont altérés en hornblende, épidote et rutile. Ils contiennent souvent de la pyrite disséminée.

Gabbro à grenat (I3A,GR)

La deuxième famille de dyke occupe la Zone transitionnelle du Front du Grenville et le Parautochtone. Les dykes présentent trois orientations préférentielles, ils sont NNE dans la Zone transitionnelle et E-W ou NW dans le Parautochtone. Les dykes ont un aspect semblable, peu importe leur orientation. Ils ont une couleur gris brunâtre à pourpre en patine et gris plus ou moins verdâtre en cassure fraîche. Les dykes se distinguent par la présence de grenat et par leurs textures coronitiques complexes. Leur structure est généralement massive, mais ils sont parfois foliés en bordure ou coupés par des failles tardives, probablement grenvilliennes. Des amas isolés à grains grossiers et des enclaves de tonalites sont aussi observés localement. En lames minces, les textures ophitiques primaires sont souvent préservées et les textures coronitiques peuvent présenter deux ou trois anneaux de compositions différentes. Madore (1990) a identifié jusqu'à six types de couronnes sur la base de critères minéralogiques. Elles impliquent des relations complexes entre le plagioclase, le clinopyroxène, le grenat et les amphiboles avec parfois de l'olivine, de l'orthopyroxène, du corindon et du spinelle. Les dykes peuvent être partiellement à totalement amphibolitisés.

LITHOGÉOCHIMIE

Un nombre total de 81 échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs et les éléments en traces, incluant les terres rares. Les échantillons ont été envoyés au laboratoire Acme Ltd., situé à Vancouver. Pour les oxydes majeurs, les échantillons ont subi une fusion au borate de lithium (LiBO_2) puis ont été analysés à l'aide d'un spectromètre d'émission atomique au plasma d'argon (ICP-ES). Pour la préparation

au dosage des métaux de base et précieux (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Zn), les échantillons ont été digérés partiellement à l'eau régale. D'autre part, pour la détermination des terres rares (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Th, Tm, U, Yb) et des éléments incompatibles (Ba, Co, Cs, Ga, Hf, Hg, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Tl, V, W, Y, Zr), les échantillons ont été soumis à une fusion au borate de lithium (LiBO_2). Le dosage de tous les éléments en traces a été effectué à l'aide d'un spectromètre de masse (ICP-MS). Les résultats d'analyses sont disponibles dans la banque de données du SIGEOM et sont présentés partiellement aux figures 4 à 8.

Les échantillons analysés ont été classés dans les différentes unités stratigraphiques et lithologiques à partir des observations pétrographiques et de terrain. Les données géochimiques sont présentées en trois parties selon le type d'unité: 1) les intrusions felsiques, comprenant les plutons de La Dauversière et de Boisvert, les tonalites à hornblende et les gneiss tonalitiques du Parautochtone; 2) les volcanites mafiques à felsiques des formations d'Obatogamau et de Waconichi ainsi que leurs équivalents métamorphisés; et 3) les dykes de gabbro à texture ophitique ou coronitique.

Intrusions felsiques

Toutes les unités felsiques ont été analysées. Sur le diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989) toutes les roches sont dans le champ métalumineux et dans les granites de type I (figure 4a). De même, sur le diagramme Rb vs Y+Nb, tous les échantillons se trouvent dans le champ des granites d'arc volcanique (figure 4b). La géochimie des éléments des terres rares ne permet pas de distinguer les unités intrusives felsiques les unes des autres (figure 5). Cependant, les profils de terres rares normalisés aux chondrites sont fortement pentés et indiquent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{ch}} = 3,98 \text{ à } 104,01$). Cette signature est typique d'une affinité calco-alcaline.

Volcanites mafiques et felsiques

Les roches mafiques de la formation d'Obatogamau et les amphibolites à grenat et clinopyroxène, considérées comme des équivalents de la Formation d'Obatogamau métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites à celui des granulites, ont des signatures géochimiques similaires. Sur le diagramme de classification des volcanites, modifié de Winchester et Floyd (1977), les échantillons analysés se trouvent dans le champ des basaltes subalcalins (figure 6a). L'ensemble des unités mafiques présentent une affinité tholéiitique caractérisée par de faibles rapports Zr/Y (2,04 à 2,30) (figure 6b). Les profils d'éléments des terres rares normalisés aux chondrites sont plats ce qui indique une affinité tholéiitique pour toutes les unités mafiques (figure 7).

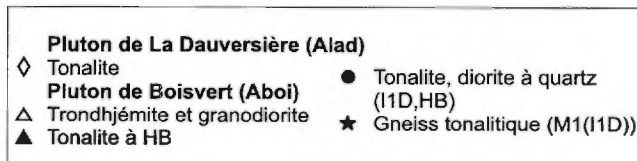
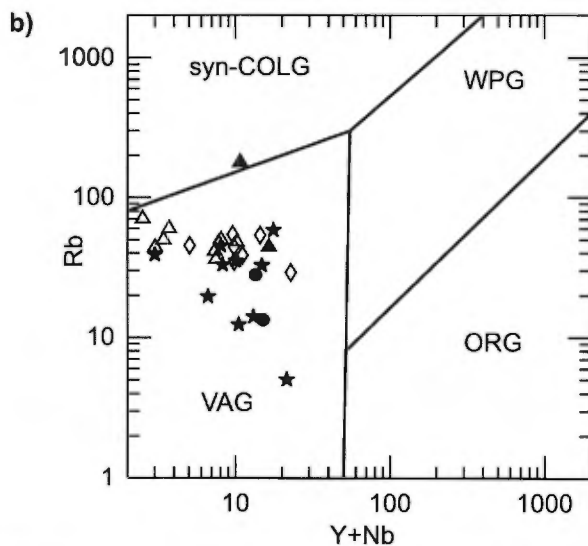
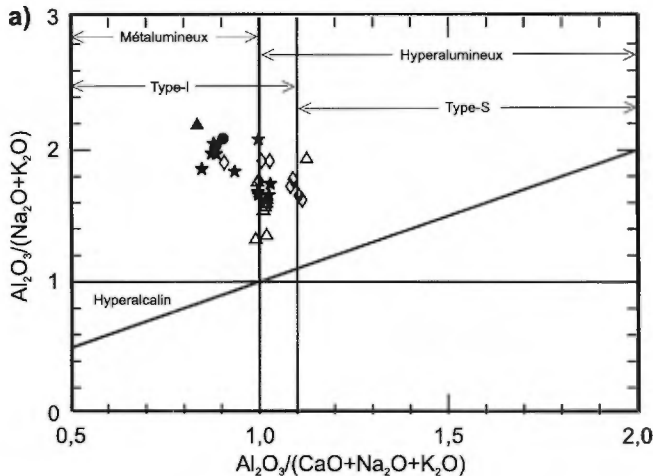


FIGURE 4 - Diagrammes de classification géochimique des roches intrusives de la région du lac Charron : a) Diagramme A/NK vs A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989); b) Diagramme de discrimination de l'environnement paléotectonique (Pearce *et al.*, 1984) : **Syn-COLG** = granite syncollisonnel; **WPG** = granite intraplaque; **VAG** = granite d'arc volcanique; **ORG** = granite de ride océanique.

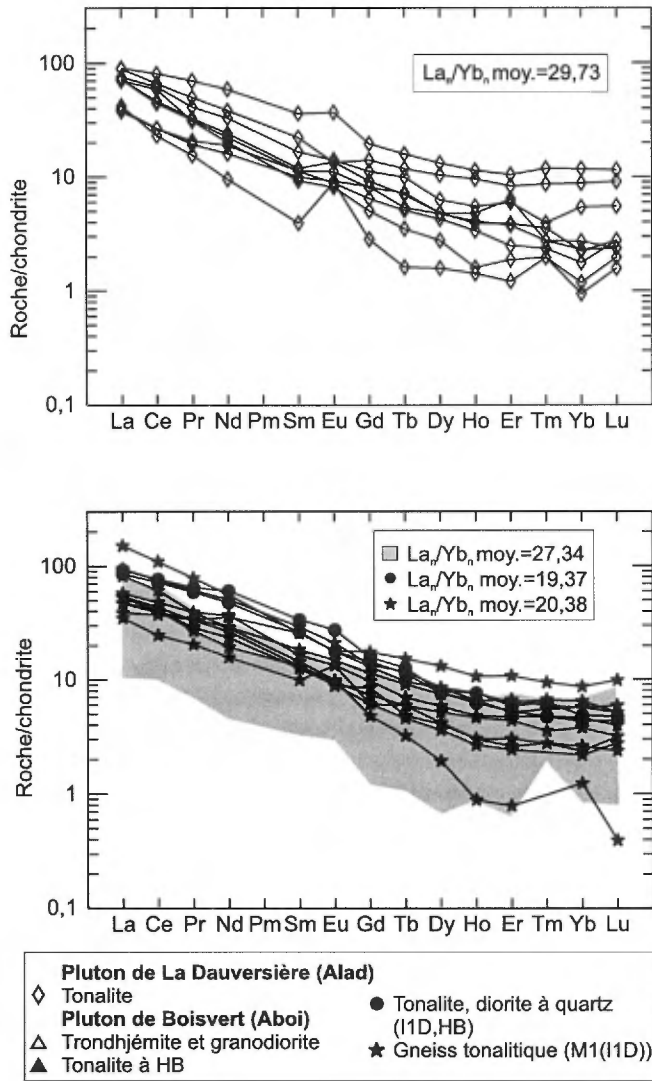


FIGURE 5 - Diagrammes des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites obtenus à partir des analyses chimiques des intrusions felsiques de la région du lac Charron. Les valeurs de normalisation sont tirées de Sun et McDonough (1989). La zone grise correspond au Pluton de Boisvert.

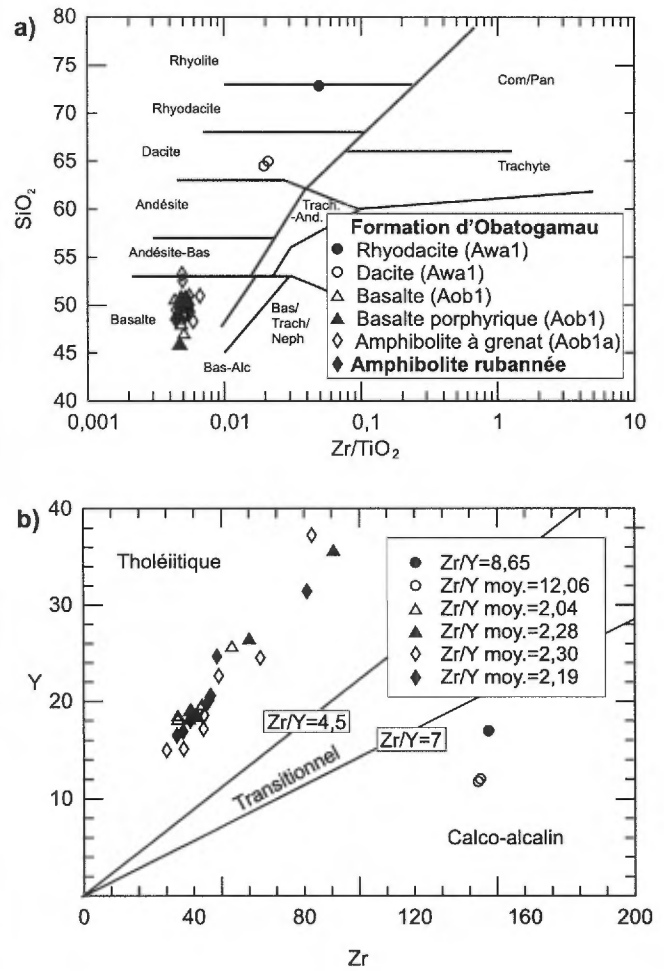


FIGURE 6 - Diagrammes de classification géochimique des roches volcaniques et des amphibolites de la Formation d'Obatogamau : a) Diagramme de classification des volcanites SiO₂ vs Zr/TiO₂ (modifié de Winchester et Floyd (1977)); b) Diagramme d'affinité magmatique Zr vs Y (MacLean et Barrett, 1993). ALC = alcalin; AND = andésite; BAS = basalte; COM = comendite; NEPH = nephelinite; PAN = pantellérite; TRACH = trachybasalte.

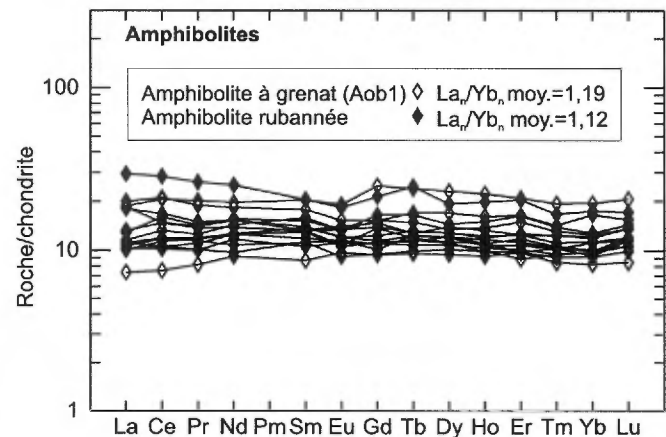
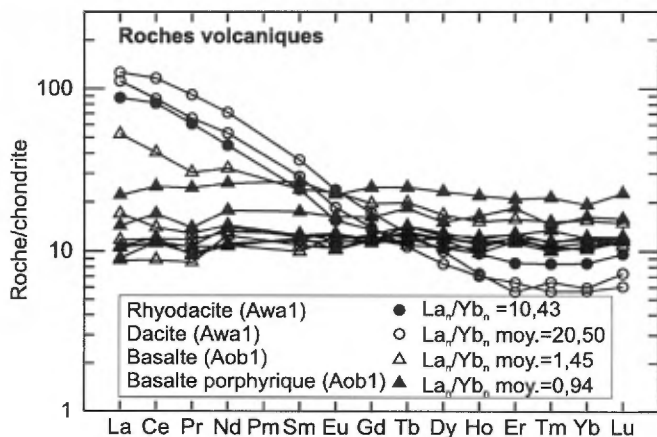


FIGURE 7 - Diagrammes des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites obtenus à partir des analyses chimiques des roches volcaniques et des amphibolites de la Formation d'Obatogamau. Les valeurs de normalisation sont tirées de Sun et McDonough (1989).

Sur les mêmes diagrammes que les roches mafiques, les volcanites felsiques de la formation de Waconichi (Awal) présentent une composition variant de dacite à rhyodacite et une affinité calco-alcaline (figures 6 et 7).

Dykes de gabbro protérozoïques

Les dykes de gabbro protérozoïques ont été divisés en deux familles : les dykes de gabbro et les dykes de gabbro à grenat. Les dykes de gabbro ont fait l'objet de seulement 2 analyses qui ont une signature semblable à celle de l'essai de Senneterre (figure 8; Ernst, données inédites). Ils ont des teneurs relativement pauvres en TiO_2 ($\approx 0,78\%$) et K_2O ($\approx 0,62\%$), mais élevées en P_2O_5 ($\approx 0,26\%$) et en MgO ($\approx 7,87\%$). Les dykes de gabbro à grenat ont une signature géochimique qui s'apparente à celle des filons-couches de Otish (figure 8; Chown et Archambault, 1987; Ruhlman *et al.*, 1986). Ils ont des concentrations intermédiaires en MgO ($\approx 6,45\%$), TiO_2 ($\approx 1,6\%$), K_2O ($\approx 0,59\%$) et P_2O_5 ($\approx 0,19\%$). Les dykes coronitiques se situent à la limite entre les champs des dykes riches et pauvres en TiO_2 décrits dans les travaux de Madore (1990) pour les dykes à grenat NNE de notre secteur.

MÉTAMORPHISME

La région du lac Charron montre un gradient métamorphique croissant du NW vers le SE. Cette tendance est bien connue dans les zones cartographiées sur le Front du Grenville (Girard et Moorhead, 1994; Indares et Martignole, 1989; Simard, 1992). On passe alors du faciès des schistes verts au faciès supérieur des amphibolites jusqu'à la transition avec le faciès des granulites. L'assemblage minéralogique de chaque isograde est défini selon les paragenèses métamorphiques retrouvées dans les ceintures et les enclaves des metabasites. La région cartographiée se divise en quatre grandes zones métamorphiques (figure 9).

Zones 1 et 2 : Domaine archéen

Le nord-ouest de la région du lac Charron montre deux épisodes métamorphiques caractérisés par deux isogrades distincts. La zone 1 délimite un métamorphisme de contact relié au Pluton de La Dauversière et souligné par l'isograde à albite + épidote (AB + EP). Ce type d'auréole de contact autour des plutons est bien connu dans la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Allard, 1994). L'amphibole (AM) est aciculaire et montre une couleur bleu-vert typique des hornblendes (HB) de moyenne température. Les roches retrouvées dans l'auréole de contact sont des cornéennes à albite + épidote + amphibole \pm chlorite (CL). Le métamorphisme a atteint le faciès inférieur des amphibolites (limite cornéenne à AB + EP/HB; figure 10) correspondant à la

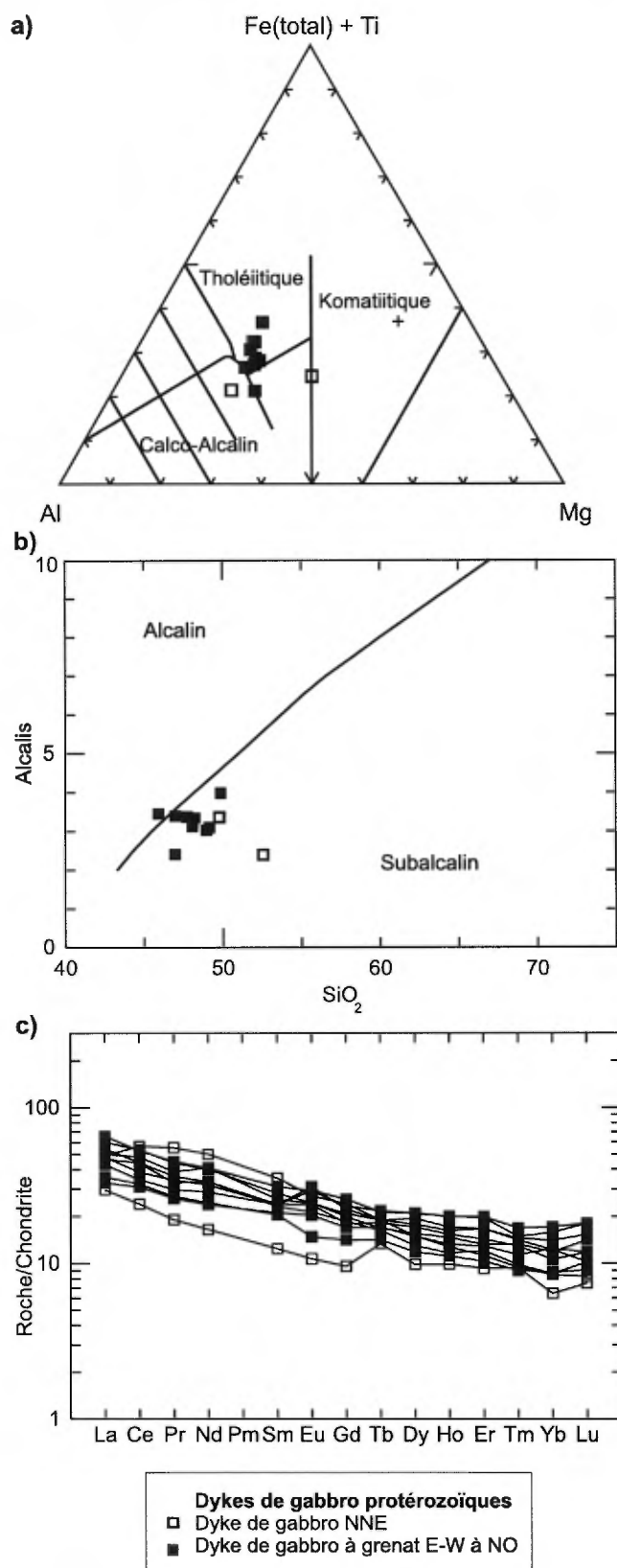


FIGURE 8 - Diagrammes de classification géochimique des dykes protérozoïques de la région du lac Charron : a) Diagramme cationique de Jensen (1976); b) Diagramme de discrimination SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; c) Diagrammes des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites. Les valeurs de normalisation sont tirées de Sun et McDonough (1989).

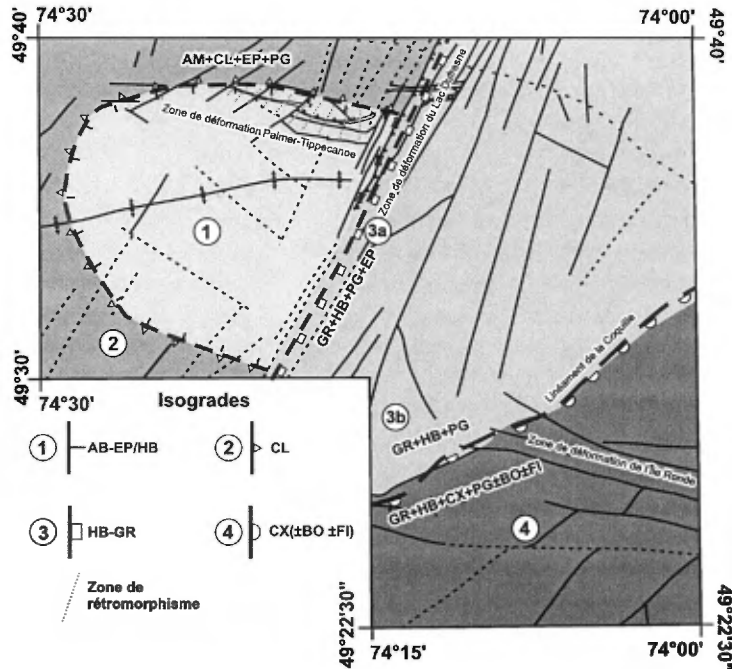


FIGURE 9 - Carte des faciès métamorphiques (zones n° 1 à 4). Les isogrades sont définis selon les assemblages minéralogiques des métabasites. AB = albite; AM = amphibole; BO = biotite; CL = chlorite; CX = clinopyroxène; EP = épidote; FL = fluide; GR = grenat; HB = hornblende; PG = plagioclase.

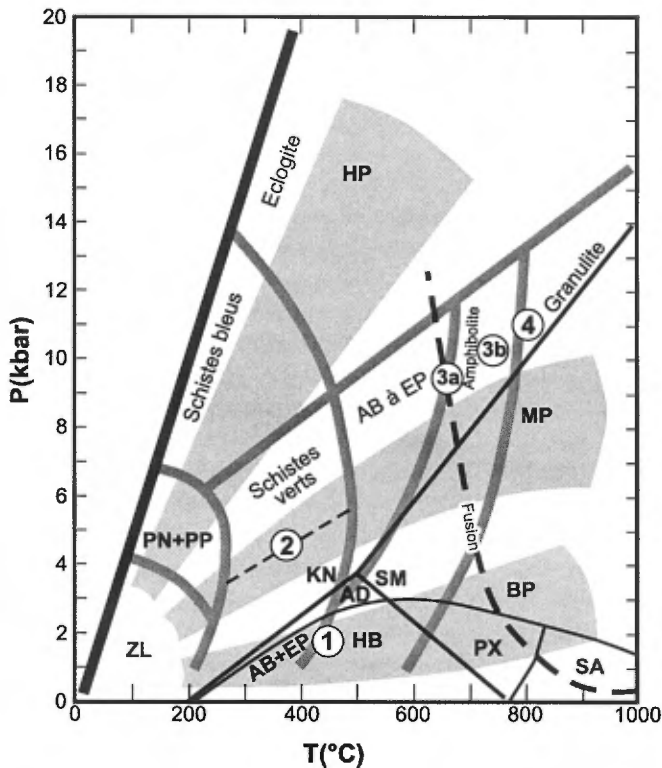


FIGURE 10 - Diagramme Pression(P) vs Température(T) montrant les faciès et les zones métamorphiques; modifié de Spear (1993). Le point triple des aluminosilicates est tracé selon Holdaway (1971). Les n° 1 à 4 réfèrent aux zones métamorphiques représentées sur la figure 9 et définies dans le texte. AB = albite; AD = andalousite; BP = basse pression; EP = épidote; HB = hornblende; HP = haute pression; KN = kyanite; MP = moyenne pression; PN = préhnite; PP = pumpellyite; PX = pyroxène; SA = sanidine; SM = sillimanite; ZL = zéolite.

transition entre le domaine des cornéennes à AB + EP et HB (figure 10). Au nord du Pluton de La Dauversière, la Zone de déformation de Palmer - Tippecanoe, de direction E-W, entraîne une rétro-morphose des assemblages métamorphiques de l'auréole de contact. La figure 9 montre l'étendue de l'enveloppe de rétro-morphisme au faciès des schistes verts.

La zone 2 caractérise le métamorphisme régional largement répandu dans cette partie de la Sous-province de l'Abitibi. Il est marqué par la chlorite en abondance et l'actinote(AC) qui représente l'amphibole dominante. L'assemblage à AM (AC) + CL + EP + PG (plagioclase) est typique du faciès des schistes verts et correspond au champ de stabilité de la chlorite (figures 9 et 10). Cet isograde a été défini par Hébert (1980) au sud du Pluton de La Dauversière. Ce pluton est également métamorphisé au faciès des schistes verts avec la présence de CL et EP. Ces isogrades sont de l'Archéen et sont coupés vers l'est par la Zone de déformation du Lac Dufresne.

Zone 3 : Domaine transitionnel

Ce domaine débute dans la Zone de déformation du lac Dufresne et se poursuit jusqu'au Linéament de la Coquille. Il peut se subdiviser en deux secteurs: un secteur de déformation intense et un secteur localisé au sud-ouest du Pluton de Boisvert (zones 3a et 3b respectivement, figure 9). Tout ce domaine est métamorphisé au faciès des amphibolites.

L'isograde à hornblende - grenat (HB + GR; figure 9) suit la Zone de déformation du lac Dufresne (ZDLD). La hornblende, de couleur verte, est prismatique et

porphyroblastique. Cet isograde se définit par la réaction: $AM + CL + EP + PG \Rightarrow HB + GR + PG \pm EP$. L'assemblage présent dans la zone de déformation intense (zone 3a, figures 9 et 10) est donc : $GR + AM + PG + QZ \pm EP$; cet assemblage est typique du faciès moyen des amphibolites à épidote (figure 10). Il faut noter que le grenat n'est pas présent dans toutes les metabasites de cette zone. Cela est relié à la composition initiale de la roche et non aux conditions thermobarométriques subies par celle-ci.

La ZDLL se poursuit au sud-ouest de notre région où Ouellet (1988) mentionne une zone de forte déformation qui marque l'apparition de porphyroblastes de grenat et de hornblende. Il calcule des températures de 580 à 650 °C dans la continuité sud-ouest de la ZDLL. L'isograde à grenat des travaux de Cimon (1977) et l'isograde à « HB + GR » de Baker (1980) tracés au NE de notre région, à l'est du Complexe du lac Doré, sont en continuité avec celui retrouvé dans notre secteur. Baker (1980) a estimé des conditions de pression et de température de 4 à 8 kbar et de 450 à 580 °C au NE de notre région.

Au sud-ouest du Pluton de Boisvert, l'assemblage à GR + HB + PG marque le faciès moyen à supérieur des amphibolites (zone 3b, figures 9 et 10). La scapolite, rarement observée dans la Zone transitionnelle, devient un minéral rétrograde important dans la zone 3b où elle remplace les plagioclases. La fusion partielle, bien que peu importante, est présente dans les metabasites de la Zone transitionnelle. Au sud de cette zone, le clinopyroxène apparaît localement, témoignant de l'augmentation du métamorphisme vers le sud-est. Le Pluton de Boisvert est métamorphisé au faciès des amphibolites à épidote avec la présence d'amphibole, d'épidote et de grenat. Ce métamorphisme a été daté, par la méthode U-Pb sur des titanites métamorphiques, à 2627 ± 2 Ma (Davis et Dion, en préparation).

Zone 4 : Domaine parautochtone

Ce domaine marque le métamorphisme le plus fort observé dans la région. Il débute par le passage de l'isograde à clinopyroxène (CX, figure 9), le long du Linéament de La Coquille. Cet isograde souligne la réaction : $GR + HB + PG \pm EP \Rightarrow GR + HB + CX + PG \pm BO$ (biotite) \pm fluide. L'assemblage métamorphique retrouvé dans les metabasites se compose de GR + HB + CX + PG. On est dans le faciès des amphibolites de haute pression ou encore dans le faciès inférieur des granulites (figure 10). La fusion partielle entraîne la migmatisation des metabasites et des gneiss encaissants. Ouellet (1988) estime des conditions de pression et de température maximales de 11,5 kbar et de 850 °C pour des assemblages identiques retrouvés dans des échantillons prélevés dans la région. Il propose un épisode métamorphique syngrenvillien qui se surimpose sur un métamorphisme archéen. Selon des âges Ar/Ar de 953 à 1010 Ma obtenus sur les hornblendes, Baker (1980) estime que le métamorphisme de la Zone transitionnelle est syngrenvillien.

Des gabbros à grenat se retrouvent dans les domaines transitionnel et parautochtone. Un assemblage métamorphique à GR + CX + OX (orthopyroxène) + PG + HB vient se surimposer sur les minéraux primaires, formant des textures coronitiques caractéristiques. Dans notre région, Madore (1990) propose des conditions de pression et de température de 6 à 9 kbar et de 600 à 950 °C pour la formation de ces textures syngrenvilliennes. Au sud-ouest, Indares et Dunning (1997) proposent des conditions de pression et de température maximales de 13,5 kbar et de 740 °C et un âge métamorphique Pb/Pb syngrenvillien de 1019 ± 3 Ma.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la région du lac Charron, les roches supracrustales archéennes de la sous-Province de l'Abitibi sont séparées des gneiss du Parautochtone grenvillien par le Front du Grenville (figure 1 et cartes en hors texte). Dans ce rapport, le Front désigne une zone tectonique de transition où les manifestations structurales et métamorphiques modifient les roches de façon graduelle mais où il est encore possible de reconnaître les formations et les structures archéennes. Il est important de mentionner que dans le secteur d'étude les roches sont touchées par deux grandes périodes orogéniques. L'Orogenèse kénoréenne a déformé les roches il y a environ 2700 Ma (Mortensen, 1993). Elle est à l'origine de la déformation la plus importante dans les roches archéennes du secteur. L'Orogenèse grenvillienne (1100 Ma; Baker, 1980) a affecté les roches archéennes de la région à partir de la Zone du Front du Grenville.

Analyse structurale

L'analyse stéréographique est basée sur les mesures recueillies lors des travaux de 2003 ainsi que sur une compilation de mesures structurales des travaux de Laurin (1955) et des données inédites de Daigneault et Allard (1990). La région a été divisée en dix domaines structuraux distincts à partir de l'attitude des linéations d'étirement et des trajectoires de la foliation (figure 11). Ces domaines regroupent des régions déformées de façon homogène à l'intérieur des trois grands domaines tectonométamorphiques (figures 2 et 11).

Les laves qui occupent le *domaine 1a* présentent une schistosité qui moule le Pluton de La Dauversière (Alad). La foliation E-W, bien développée, est associée à des linéations en composante pendage (figure 12). Le *domaine 1b* est occupé par le Alad, montrant un plan de foliation suivant le pourtour de l'intrusion accompagnée d'une dispersion des linéations à forte plongée vers le nord (figure 12). Les bordures du pluton sont déformées à l'état solide, le quartz formant des rubans. Dans le *domaine 1c*, la foliation E-W du *domaine 1a* est réorientée vers le NNE et la linéation s'oriente

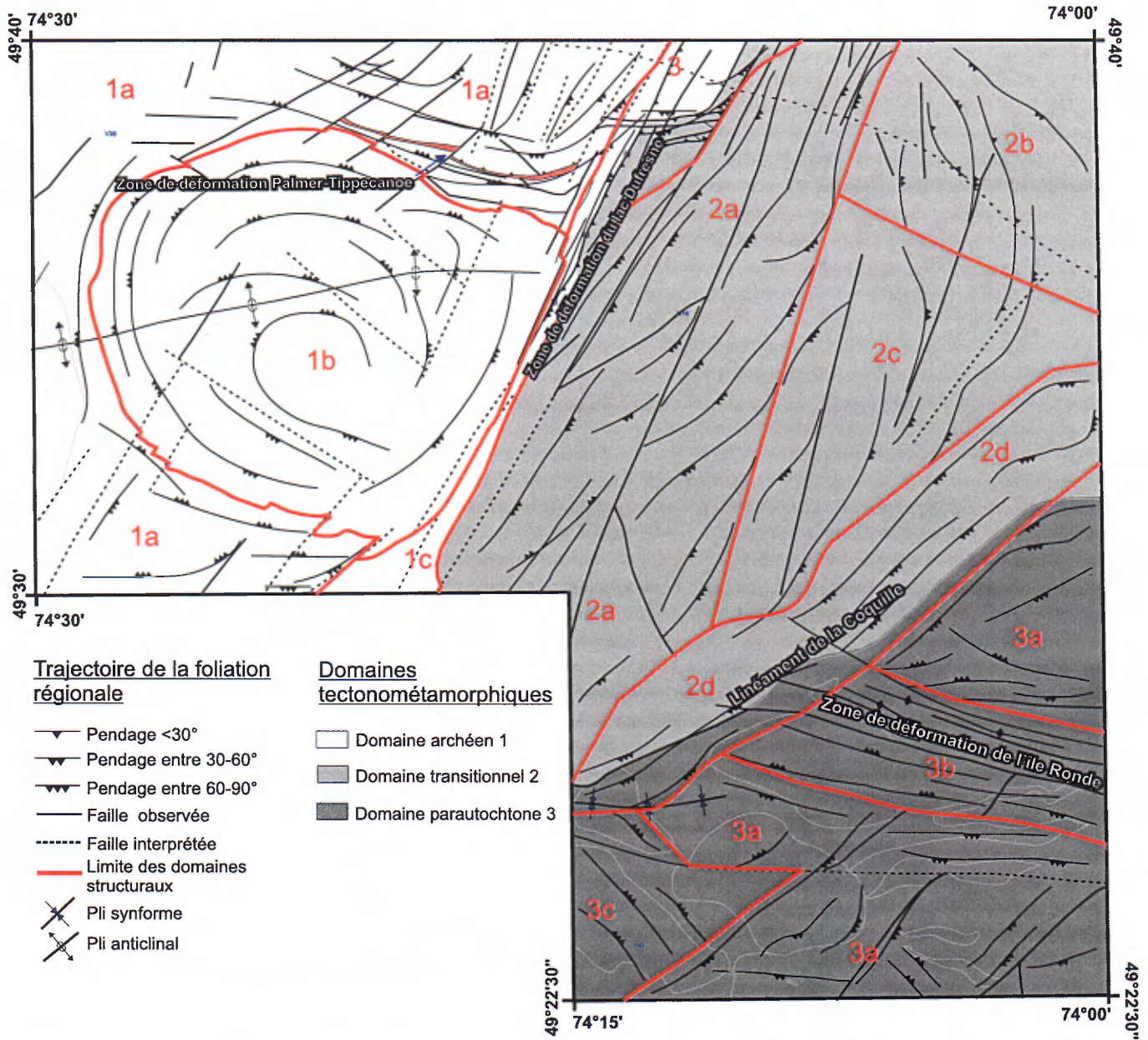


FIGURE 11 - Carte structurale et localisation des trois grands domaines tectonometamorphiques de la région du lac Charron. La carte montre la trajectoire de la foliation, la division en domaines structuraux (1a à 3c) et les zones de déformation.

vers l'est avec une plongée à composante oblique. Ceci marque la limite est de la Sous-province de l'Abitibi et le début de la Zone tectonique du Front du Grenville .

Les volcanites de direction NNE du *domaine 1c* montrent une augmentation de la déformation par rapport à celle du *domaine 1a* qui est caractérisée par une anisotropie plus élevée. Les linéations d'étirement sont bien développées et plongent modérément vers l'E et le NE (figure 12). Les *domaines 2a, 2b et 2c*, qui correspondent au Pluton de Boisvert (Aboi), sont caractérisés par des directions de foliation passant de NE à N-S vers le NW (figure 12). La bordure ouest de l'Aboi est déformée à l'état solide comme

le Pluton de La Dauversière. Les linéations d'étirement montrent une légère dispersion en projection stéréographique, mais on dénote une dominance au SE avec une plongée à composante oblique (figure 12). Le *domaine 2d* marque la transition entre les tonalites du Pluton de Boisvert et les gneiss et amphibolites du Parautochtone et représente la limite sud-est de la Zone tectonique du Front du Grenville. Contrairement à la bordure ouest du pluton, ce secteur ne montre qu'une faible déformation à l'état solide. La foliation est à fort pendage avec une direction à dominance NE. Elle est associée à des linéations d'orientation est à plongée oblique (figure 12).

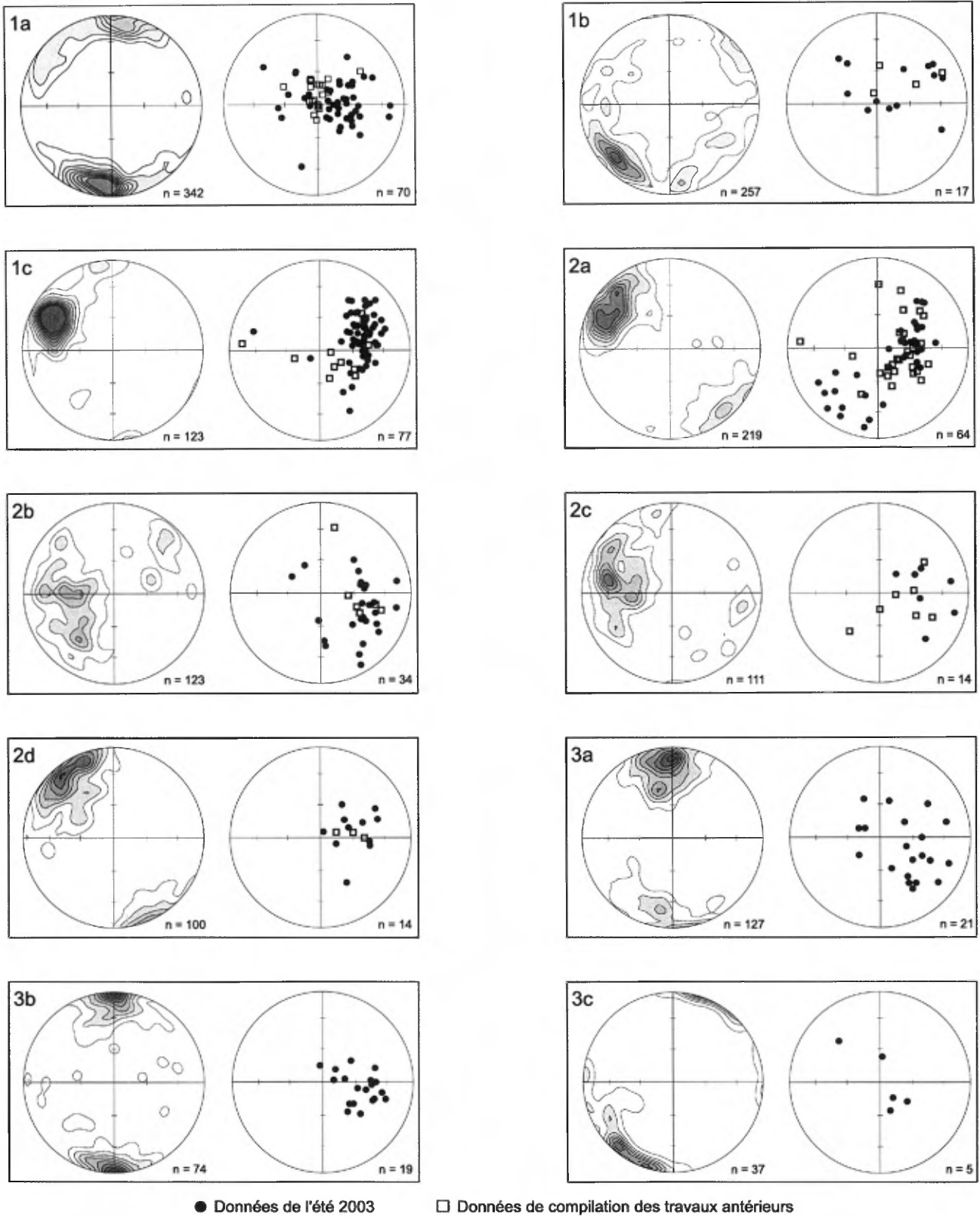


FIGURE 12 - Projections stéréographiques des éléments structuraux planaires et linéaires pour chacun des domaines structuraux de la figure 11. Les zones de déformation du lac Dufresne, de l'île Ronde et le linéament de la Coquille correspondent aux domaines structuraux 1c, 3b et 2d respectivement. Les projections stéréographiques sont effectuées sur l'hémisphère inférieur d'un canevas équaire (Schmidt).

Le *domaine 3a* fait partie du Parautochtone grenvillien et il est caractérisé par des tonalites foliées à gneissiques et des amphibolites dont le plan de foliation principal suit une trajectoire moyenne E-W (figure 12). La linéation d'étirement a une plongée oblique et une orientation dominante vers le SE (figure 12). Un réseau de failles a été observé dans le Parautochtone du *domaine 3a*. Ces failles de direction NE ont un caractère fragile et recoupernt la foliation (figure 13). Le *domaine 3b* est défini par une augmentation de l'anisotropie par rapport aux roches du *domaine 3a*. Il est caractérisé par la présence de gneiss droit de direction E-W associé à des linéations plongeant vers l'est (figure 12). L'attitude NW de la foliation dans les tonalites au SW a défini le *domaine 3c* (figure 12). Ces mesures combinées avec celles du *domaine 2d* montrent une convergence des pendages laissant supposer la présence d'un synforme au cœur duquel les lambeaux de métavolcanites ont été préservés (figure 11).

Phases de déformation

Quatre épisodes de déformation ont été reconnus dans la région de Chibougamau lors des travaux de cartographie antérieurs (Daigneault et Allard, 1990; tableau 1 en annexe 1). Dans la région du lac Charron, trois de ces épisodes (D_2 , D_3 et D_4) ont été observés (tableau 1 en annexe 1). La phase D_1 , associée à des plis de prédéformation régionale (pré- D_2 ; Daigneault et Allard, 1990) est absente dans le secteur d'étude. Les éléments structuraux liés à l'épisode de déformation régionale D_2 de l'Orogenèse kénoréenne sont observés dans le domaine archéen au nord-ouest de la région (figure 11). Dans ce secteur, on reconnaît une zone d'inversion stratigraphique connue sous le nom d'Anticlinal de La Dauversière (Allard et Gobeil, 1984; Gobeil et Racicot, 1983). Ce pli fait partie des grands plis régionaux E-W formés lors de l'épisode D_2 . On associe également à cet épisode la foliation E-W, les failles de même direction et les linéations d'étirement abruptes observées dans les volcanites (stéréogrammes 1a et 1b, figure 12). L'épisode D_3 est

considéré comme un événement de déformation postrégionale (post- D_2 ; Daigneault et Allard, 1990). Dans la région, il est caractérisé par un clivage de crénulation d'attitude NE superposé à la foliation E-W dans les volcanites. Ce clivage est associé au développement de failles NE archéennes tardives dans le nord du secteur d'étude (*domaine 1*, figure 13). Bien que les trois premiers épisodes de déformation représentent un continuum de la déformation régionale archéenne, l'étape D_4 est un événement que l'on attribue à la période orogénique grenvillienne (tableau 1 en annexe 1). Les premiers effets de cet épisode sont répertoriés dans le Domaine transitionnel. La foliation E-W dans les volcanites est réorientée vers le NNE. Dans le Pluton de Boisvert, il y a développement de failles NNE, le long desquelles la foliation est entraînée (*domaine 2*, figure 13). Les linéations d'étirements ont une plongée modérée avec une attitude dominante vers l'est et le sud-est (*domaines 1c, 2a, 2b et 2c*, figure 12). La foliation NNE dans les volcanites au nord-ouest de la Zone tectonique du Front du Grenville est recoupée par des failles E-W (*domaines 8, 9 et 10*, figure 12). On associe ces structures à un réajustement tardi- D_4 . Dans le Domaine parautochtone, l'épisode D_4 est caractérisé par l'omniprésence de linéations d'étirement vers le SE associée à l'Orogenèse grenvillienne (figure 12a). La Zone de déformation de l'île Ronde, de direction WNW peut être liée à l'événement tardi- D_4 .

Zones de déformation

Trois zones de déformation ont été mises au jour à la suite de nos travaux. La Zone de déformation Palmer-Tippecanoe (ZDPT) est une structure E-W d'au moins 100 m de largeur et qui s'étend sur plusieurs kilomètres entre les lacs Palmer et Tippecanoe, au nord du (PLD). Elle montre une augmentation de l'anisotropie caractérisée par des zones de schiste associées à des cisaillements de direction E-W et à des linéations d'étirement abruptes (stéréogramme b, figure 13). Un mouvement inverse vers le sud a été interprété en lame mince. La ZDPT est porteuse de plusieurs indices cupro-aurifères

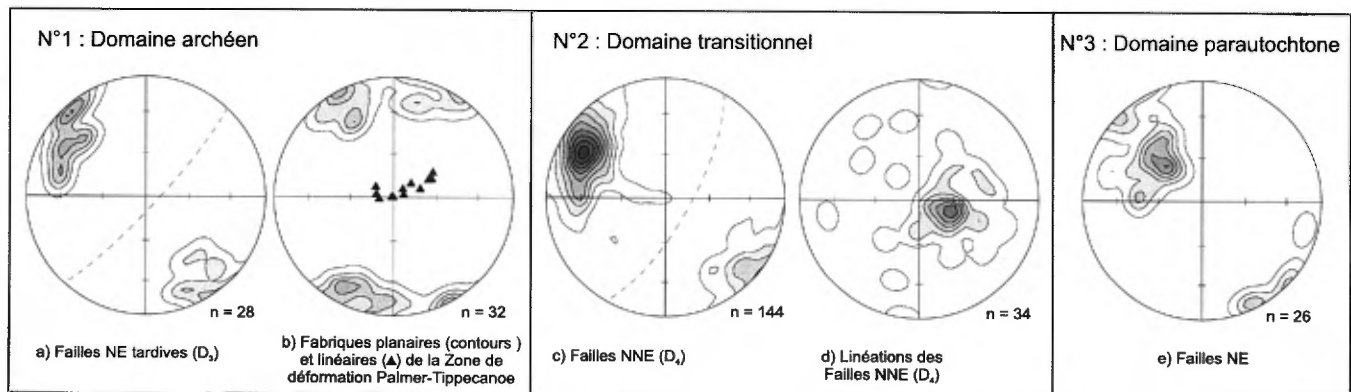


FIGURE 13 – Analyse structurale des failles pour chacun des domaines tectonométamorphiques. Les projections stéréographiques sont effectuées sur l'hémisphère inférieur d'un canevas équiare (Schmidt).

décrits à la section suivante. La Zone de déformation du lac Dufresne (ZDL) montre une anisotropie élevée, caractérisée par des textures mylonitiques associées à des cisaillements anastomosés et schisteux. Un mouvement chevauchant vers le NW a été interprété pour cette zone de déformation de direction NNE avec des linéations plongeant modérément vers l'est et le nord-est (*domaine 1c*, figure 11). Ce chevauchement caractérise la limite ouest du Domaine transitionnel. La structure et les minéralisations associées à la ZDL feront l'objet d'un mémoire de maîtrise réalisé par Louis Grenier à l'UQAC (Grenier *et al.*, 2003). Finalement, la Zone de déformation de l'île Ronde (ZDIR) a été définie dans le Domaine parautochtone à partir de l'augmentation de l'anisotropie caractérisée par l'apparition de gneiss droits. La ZDIR est une structure WNW à fort pendage associée à des linéations plongeant modérément à vers l'ESE qui semblent indiquer un mouvement apparent à composante oblique (*domaine 3b*, figure 12). Contrairement aux zones de déformation, le Linéament de la Coquille, bien défini sur le champ magnétique résiduel (figure 2), ne montre pas de texture caractérisant une augmentation de l'anisotropie. Il représente la limite entre les domaines transitionnel et parautochtone.

DESCRIPTION DES INDICES

Les indices minéralisés de la région du lac Charron se distribuent dans cinq secteurs d'intérêt (figure 14). Les indices associés à chacun des secteurs sont décrits sommairement au tableau 2 en annexe 2. Les indices de la partie nord-ouest du Pluton de La Dauversière (figure 14, secteur A; tableau 2a en annexe 2) ont récemment fait l'objet de travaux d'étude (Legault *et al.*, 1995 et 1997; Legault, 2003). De plus, Dion a réalisé une étude métallogénique et une compilation des indices qui couvrent la partie sud du Pluton de La Dauversière (figure 14, secteur D; tableau 2d en annexe 2; Dion et Guha, 1990; Dion et Guya, 1994; Dion et Simard, 1999). Les indices associés aux secteurs moins connus, incluant les zones de déformation Palmer-Tippecanoe et du lac Dufresne ainsi que le secteur parautochtone, sont décrits dans les sections suivantes.

Indices associés à la Zone de déformation Palmer-Tippecanoe

La Zone de déformation Palmer-Tippecanoe (ZDPT) a été mise au jour à la suite de nos travaux. Sa découverte nous a permis de relier cinq indices cupro-aurifères autrefois isolés. De plus, nous avons découvert trois nouveaux indices aurifères contenus dans la ZDPT ou dans des zones de cisaillements subsidiaires (figure 14, secteur B; tableau 2b en

annexe 2). Les huit indices de la ZDPT sont encaissés dans les basaltes, les gabbros ou les volcanites felsiques de la Formation d'Obatogamau. Des dykes felsiques, plus ou moins porphyriques et d'épaisseur décimétrique à métrique, sont aussi associés aux zones cupro-aurifères. Ces dykes pourraient être reliés à la mise en place du Pluton de La Dauversière (Alad). En effet, des dykes felsiques localisés dans le secteur de la mine Joe Mann ont été datés à 2717 ± 5 Ma (Dion *et al.*, 1995), un âge similaire à celui du Alad (2720 ± 1 Ma; Mortensen, 1993). La minéralisation est formée essentiellement de pyrite et de chalcopryrite disséminées. Elle est contenue dans des zones de cisaillement altérées et pouvant contenir des veines ou veinules de quartz \pm carbonates \pm chlorite \pm tourmaline. L'altération se divise en une enveloppe distale, composée de chlorite et de carbonates, et en une enveloppe proximale riche en séricite, carbonates de fer, chlorite et silice. Parmi les indices de la ZDPT, le R-14 se démarque par des teneurs en or impressionnantes obtenues en rainure (142,29 g/t Au sur 2,44 m; tableau 2b en annexe 2). De plus, des forages sur cette zone ont intersecté des teneurs économiques et de l'or visible jusqu'à 100 m de profondeur (37,03 g/t Au et 2,4 g/t Ag sur 0,76 m). Ensuite, la présence des indices R-14B et Pats à moins de 500 m du R-14 indique que le système aurifère pourrait s'étendre latéralement sur plus de 500 m. Finalement, les nombreuses similitudes entre les minéralisations de la ZDPT et celles du Couloir aurifère de la mine Joe Mann (tableau 3 en annexe 3), suggèrent un potentiel aurifère particulièrement prometteur pour la Zone de déformation du lac Dufresne.

Indices associés à la Zone de déformation du lac Dufresne

La Zone de déformation du lac Dufresne (ZDL) contient un indice d'or et un indice de cuivre (figure 14, secteur C; tableau 2c en annexe 2). L'indice du lac Dufresne n'a pas été revu lors de nos travaux. L'indice Simard a été cartographié en détail (Grenier *et al.*, 2003). Il est composé de plusieurs cisaillements anastomosés et schisteux qui recoupent des amphibolites metabasaltiques et des dykes de tonalite. Les zones d'altération sont composées de séricite, de chlorite, de biotite et de carbonates. Elles contiennent des veines de quartz, pyrite et pyrrhotite avec de la tourmaline localement. La meilleure teneur obtenue sur l'indice Simard est de 4,55 g/t Au sur un échantillon choisi (tableau 2c en annexe 2).

La jonction entre la ZDPT et la ZDL est marquée par la présence d'une zone de schistes à séricite+carbonates de fer discontinu qui s'étend sur plusieurs kilomètres de longueur par près d'un kilomètre de largeur. Cette zone contient des teneurs anormales en or (100 ppb Au sur un échantillon choisi). De plus, elle renferme plusieurs anomalies de type Input qui pourraient s'étendre vers l'est où le terrain demeure propice à la découverte de nouveaux conducteurs géophysiques.

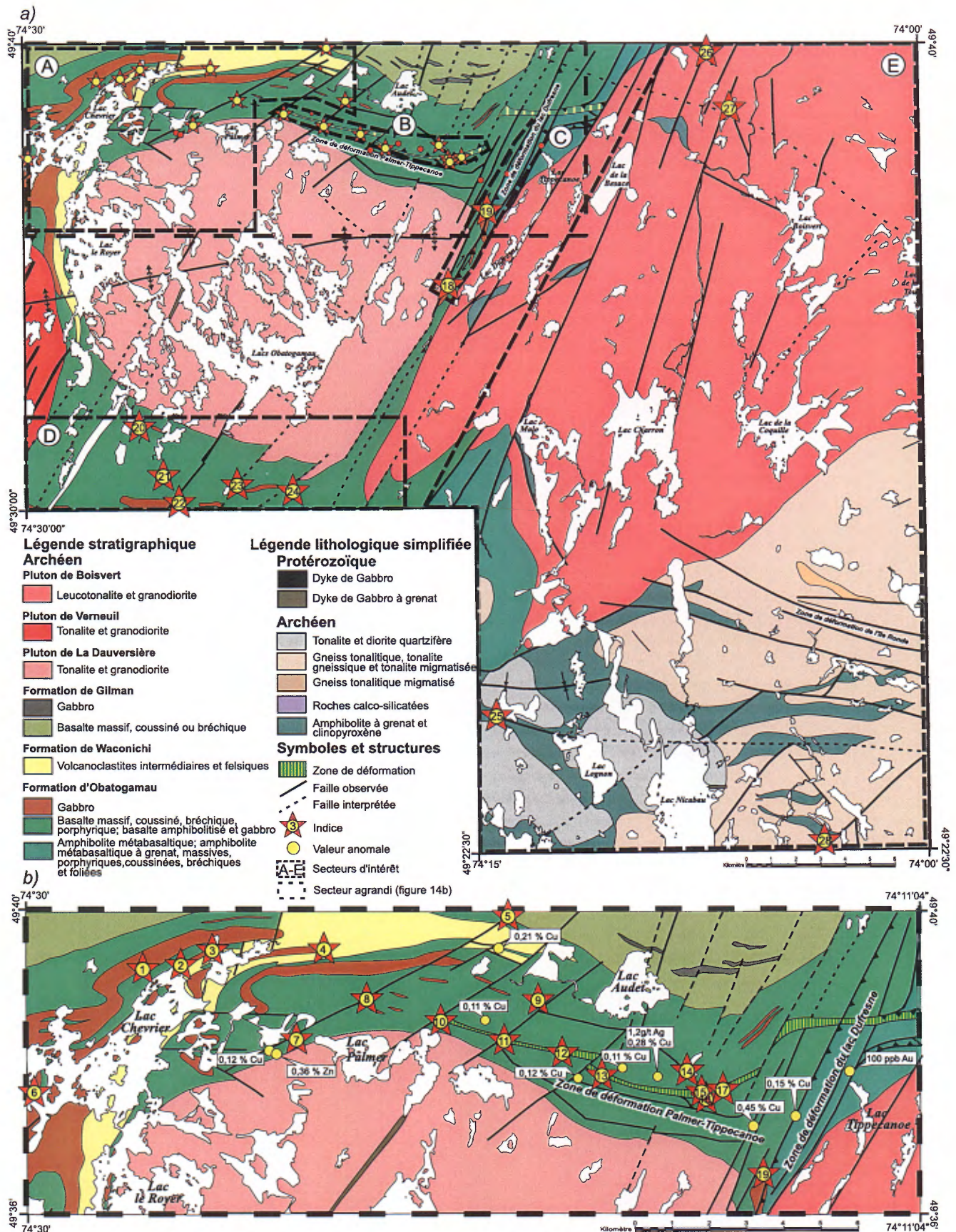


FIGURE 14 – a) Localisation des principaux indices de la région du lac Charron et des secteurs d'intérêt (encadrés identifiés par les lettres A à E) décrits au tableau 2, en annexe 2; et b) Agrandissement du secteur au nord du Pluton de La Dauversière.

Nouveaux indices situés dans le Parautochtone

Les quatre nouveaux indices découverts dans le Parautochtone sont associés à des contextes géologiques différents et sont décrits séparément (tableau 2e en annexe 2). L'indice Chevreau (N° 25) est composé de plusieurs zones rouillées, associées à des niveaux felsiques dans des amphibolites gneissiques à grenat (figure 14, secteur E; tableau 2e en annexe 2). La minéralisation est disséminée (< 15% sulfures) ou sous forme d'agrégats nodulaires. Elle est composée principalement de pyrrhotite et de sphalérite avec des quantités moindres de chalcopryrite et de pyrite. L'association de la minéralisation avec des niveaux felsiques et son caractère polymétallique (0,93 % Zn, 0,27 % Cu, 0,22 % Pb et 4,9 g/t Ag sur un échantillon choisi) suggèrent que la minéralisation représente un dépôt exhalatif métamorphisé d'origine volcanogène. Ce style de minéralisation a été reconnu en plusieurs endroits le long du Front du Grenville, notamment dans le secteur de Press-Clova (Sethuraman, 1984; Girard *et al.*, 1993; Girard et Moorhead, 1994).

L'indice Berceau (N° 26) est associé à un horizon rouillé avec des veinules de quartz centimétriques. La minéralisation en cuivre est constituée de chalcopryrite, de pyrite et de pyrrhotite disséminées dans les veinules de quartz (tableau 2e en annexe 2). Cet horizon rouillé se trouve dans une enclave d'amphibolite à grenat encaissée dans le Pluton de Boisvert (figure 14; tableau 2e en annexe 2).

L'indice Dyke Horizon (N° 27) a été découvert dans un dyke de gabbro protérozoïque à texture coronitique, d'au moins 20 m d'épaisseur (figure 14). Il est composé d'une veine de quartz blanc, de 10 à 30 cm de largeur, coupée de veinules de quartz enfumé contenant de la chalcopryrite et de la pyrite disséminées. Les veinules de quartz contiennent de faibles teneurs en cuivre et en argent (tableau 2e en annexe 2). La relation de recoupement entre cette minéralisation en cuivre et le dyke protérozoïque suggère que les métaux se sont mis en place ou ont été remobilisés pendant ou à la suite de la formation du dyke, possiblement lors de l'Orogenèse grenvillienne. Donc, la minéralisation en cuivre est postarchéenne.

L'indice Calco-silicaté (N° 28) affleure sur le bord de la route 167, à la borne kilométrique 160 (figure 14). Elle se distingue par un horizon rouillé de près de 1 m d'épaisseur par plus de 10 m de longueur, minéralisé en pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite et de pyrite. Cet horizon, anormal en cuivre (tableau 2a en annexe 2), est encaissé dans des roches calco-silicatées à carbonates. Ces roches sont caractérisées par un assemblage minéralogique à hornblende, calcite, diopside, grenat et titanite qui pourrait résulter de la transformation des amphibolites et représenter une altération métagénétique de type skarnoïde.

CONCLUSIONS

Les travaux de cartographie réalisés à l'été 2003 dans la région du lac Charron ont permis de mettre à jour la géologie à l'échelle du 1 : 50 000. La région a pu être divisée en trois domaines tectonométamorphiques. Le domaine archéen comprend les roches de la Sous-province de l'Abitibi. Les unités stratigraphiques rencontrées dans ce domaine sont les formations d'Obatogamau et de Waconichi et le Pluton de La Dauversière. Ces roches sont métamorphosées du faciès des schistes verts au faciès inférieur des amphibolites. Les volcanites mafiques sont affectées par la déformation reliée à la mise en place des plutons et à l'Orogenèse kénoréenne. Le Domaine archéen est séparé du Domaine transitionnel, au sud-est, par la Zone de déformation du lac Dufresne (ZDLLD). Le Domaine transitionnel représente la Zone tectonique du Front du Grenville qui, dans la région, n'apparaît pas comme une ligne mais bien comme une zone de près de 10 km de largeur. Elle est caractérisée par une augmentation du métamorphisme au faciès moyen des amphibolites auquel est associée l'apparition de l'isograde à grenat. De plus, le régime tectonique kénoréen est repris par la déformation grenvillienne qui réoriente l'ensemble des structures planaires pénétratives vers le NNE et les linéations d'étirement vers le SE. Cependant, les textures et les structures primaires sont généralement reconnaissables dans les amphibolites de la Formation d'Obatogamau. Le Domaine est occupé presque entièrement par le Pluton de Boisvert qui recoupe les amphibolites. La limite sud-est du domaine transitionnel, correspondant au Front de Grenville, est définie par le Linéament de la Coquille où débute le Domaine parautochtone. Ce domaine correspond avec le Parautochtone de la Province de Grenville. Il se distingue par un métamorphisme variant du faciès supérieur des amphibolites au faciès inférieur des granulites. De plus, les structures et textures primaires des roches sont presque entièrement oblitérées et les structures secondaires sont complexes. Le Domaine parautochtone est composé essentiellement d'amphibolites à grenat et clinopyroxène et de gneiss tonalitique.

La continuité des volcanites de la Formation d'Obatogamau a pu être précisée de l'autre côté du Front du Grenville, dans le Parautochtone. Bien que les structures primaires soient oblitérées par les événements tectoniques, les amphibolites à grenat et clinopyroxène du Parautochtone présentent la même signature géochimique que les basaltes et les amphibolites de la Formation d'Obatogamau. De plus, ces unités sont toutes coupées par les intrusions tonalitiques de l'Archéen représentées par le pluton de Boisvert ainsi que par les tonalites à hornblende et les gneiss du Parautochtone. D'ailleurs, un âge U-Pb de 2698 ± 4 Ma a été obtenu pour le Pluton de Boisvert, ce qui indique un âge à peu près

synchrone à la tectonique kénoréenne (2700 Ma). De plus, le métamorphisme dans le Pluton de Boisvert a été daté à 2627 ± 2 Ma sur des titanites résultant du métamorphisme archéen. Il n'y a pas de signature métamorphique grenvillienne superposée.

Plusieurs nouveaux contextes favorables à la découverte de métaux usuels et précieux ont été mis en évidence à la suite de nos travaux. Une nouvelle structure E-W porteuse de minéralisations aurifères, la Zone de déformation Palmer-Tippecanoe (ZDPT), a été trouvée au nord du Pluton de La Dauversière. Cette zone d'importance régionale a permis de relier cinq indices isolés et d'en trouver trois nouveaux. En particulier, l'indice R-14 a révélé des teneurs exceptionnelles en or (124,29 g/t sur 2,44 m en rainure) et cette zone demeure ouverte en profondeur et latéralement. De plus, les minéralisations de la ZDPT présentent des caractéristiques comparables à celles du Couloir de déformation de la mine Joe Mann (au 1^{er} janvier 2004: réserves prouvées et probables de 493 644 t @ 9,77 g/t Au et ressources mesurées et indiquées de 779 290 t @ 8,93 g/t Au; Ressources Campbell, 2004). À l'extrême est de la ZDPT, où elle intersecte la Zone de déformation du lac Dufresne (ZDL), une importante zone d'altération en séricite-carbonates a été mise au jour. Cette zone de longueur plurikilométrique contient des valeurs anormales en or. De plus, la ZDL contient des minéralisations en cuivre et en or associées à des roches métamorphisées au faciès des amphibolites. Dans le Parautochtone, quatre nouveaux indices ont été identifiés. Notamment, l'indice Chevreau qui pourrait être associé à un environnement de sulfures volcanogènes métamorphisés et l'indice Calco-silicaté qui ressemble aux minéralisations de type skarnoïde.

RÉFÉRENCES

- ABDELKABER, K. – GIRARD, F., 1988 – Rapport de travaux géologiques: Propriété La Dauversière. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48647, 51 pages.
- ALLARD, G. O. – GOBEIL, A., 1984 – General geology of the Chibougamau region. *In*: Chibougamau: stratigraphy and mineralization (J. Guha et E.-H. Chown editors). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; 34, pages 5-19.
- ANONYME, 1965 – 8 DDh logs with assay results, Canton La Dauversière. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 18113, 9 pages.
- ARCHER, P., 1981 – Rapport géologique sur la propriété Queylus 1-81, grillage sud. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 38497, 16 pages.
- BAKER, D., J., 1980 – The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec. Ph. D. Thesis, University of Georgia, 335 pages.
- BARLOW, A., E. – GWILLIM, J., C. – FARIBEAULT, E., R., 1911 – Géologie et ressources minérales de la région de Chibougamau, Québec. Rapport de la commission minière de Chibougamau, Ministère de la Colonisation, Mines et Pêche, Québec.
- BRASSARD, S. D., 1988 – Rapport d'un levé géologique, propriété Queylus. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48185, 32 pages.
- BRUNELLE, S., 1983 – Geological report, Corner Bay Explorations Ltd., Group #14 property, La Dauversière, Charron Townships, Chibougamau, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 41181, 9 pages.
- CHOWN, E.-H. – ARCHAMBAULT, G., 1987 – The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Quebec; relations to host-rock characteristics. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 24, pages 110-116.
- CHOWN, E.-H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J., K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 29, pages 2211-2225.
- CHOWN, E.-H. – HARRAP, R. – MOUKHSIL, A., 2002 – The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 291-310.
- CIESIELSKI, A., 1988 – Geological and structural context of the Grenville Front, southeast of Chibougamau, Quebec. *In*: Current research, Part C; Paper 88-1C. Geological Survey of Canada; pages 353-366.
- CIESIELSKI, A., 1994 – Tonalitic orthogneiss in the Central Grenville Province: a reworked archaean substrate to the Abitibi greenstone belt, eastern Superior Province, Quebec. *In*: The Archean terrains processes and metallogeny; proceedings volume for the Third international Archean symposium, (J. E. Glover and S. E. Ho, editors). University of Western Australia; Publ. 22, pages 161-176.
- CIESIELSKI, A. – GRAHAM, D., 1994 – The Grenville Front: a 200 km corridor interpreted from field observation and remote sensing, east Val d'Or, Quebec. *In*: Abitibi-Grenville project, Abitibi-Grenville project. Lithoprobe project #41, pages 63-67.
- CIESIELSKI, A. – OUELLET, E., 1985 – Le front de Grenville dans la région de Chibougamau (Québec). *Dans*: Recherche en cours, partie B; Étude 85-1B. Commission géologique du Canada; pages 303-317.
- CIMON, J., 1977 – Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-448, 33 pages.
- COOKE, H., C., 1927 – Nottaway Sheet. Commission géologique du Canada, carte 190A.
- THIBAUT, P. – DAIGNEAULT, R., 1984 – Partie sud-ouest du canton de Queylus, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP 85-11, 1 carte.
- DAIGNEAULT, R., 1986 – Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DV 85-19, 1 carte.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G. O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. *Dans*: Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: État des connaissances, Séminaire d'information 1983. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 83-11, pages 1-17.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G. O., 1984 – Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DP 84-34, 12 pages.

- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G. O., 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau - sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles; MM 89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G. O., 1994 – Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian foreland-parautochthon transition zone. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 31, pages 470-488.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02.
- DION, C. – GUHA, J., 1990 – Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (secteur Joe Mann). Les indices aurifères, Phase II. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 89-62, 84 pages.
- DION, C., 2004 – Communication personnelle.
- DION, C. – GUHA, J., 1994 – Minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande de Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-10, 146 pages.
- DION, C. – MACHADO, N. – JOANISSE, A., 1995 – Géochronologie préliminaire des intrusions felsiques et alcalines associées aux minéralisations aurifères du segment de Caopatina, région de Chibougamau. *Dans*: La science au service de l'exploration. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 95-04, page 45.
- DION, C. – SIMARD, M., 1999 – Compilation et synthèse géologique et métallogénique du Segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-33, 225 pages.
- DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 1997 – Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportées du Québec – SNRC 32G - 32H. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 96-05, 1 cédérom.
- DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 2000 – Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportées du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 99-01, 1 cédérom.
- DUQUETTE, G., 1966 – Geology and diamond drilling with assay result, Tremblay group of claims. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 18362, 5 pages.
- DUQUETTE, G., 1970 – Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; étude spéciale n° 8, 18 pages.
- ERNST, Données inédites.
- FARIBAULT, E., R. – GWILLIM, J., C. – BARLOW, A., E., 1912 – Rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; AP 1912-01, 243 pages.
- GADOURY, J., 1978 – Geological report on trenching, Fancamp project, group B. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34562, 21 pages.
- GAUCHER, E., 1999 – Visite de propriété, claims de M. Robert Simard, cantons La Dauversière et Charron. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 58480, 5 pages.
- GAUDREAULT, D., 1989 – Report on a diamond drilling program with 18 logs of holes LA-89-01 to LA-89-18, Lada project. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49443, 173 pages.
- GIRARD, R. – BIRKETT, T., C. – MOORHEAD, J. – MARCHILDON, N., 1993 – Géologie de la région de Press-Clova. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-04, 54 pages.
- GIRARD, R. – MOORHEAD, J., 1994 – Géologie de la région de Press-Clova: phase 2 de 3 et 3 de 3. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-34, 40 pages.
- GOBEIL, A. – RACICOT, D., 1983 – Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 83-02, 14 pages.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2003 – Carte de compilation de la Sous-province de l'Abitibi à l'échelle 1: 500 000. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Carte inédite.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D., W., 2001a – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 68 pages.
- GREEN, A. G. – MILKEREIT, B. – DSVIDSON, A. – SPENCER, C. – HUTCHISON, D. R. – CANNON, W. F. – LEE, M. W. – AGENA, W. F. – BEHRENDT, J. C. – HINZE, W. J., 1988 – Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes. *Geology*; volume 16, pages 788-792.
- GRENIER, L. – ROY, P. – DAIGNEAULT, R. – TURCOTTE, S. – HOULE, P., 2003 – Les minéralisations aurifères de la portion NE du Pluton de La Dauversière: emphase sur la Zone de déformation du Lac Dufresne. *Dans*: Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Résumés des conférences et des photoprésentations, Congrès Québec Exploration 2003; page 35.
- GUHA, J. – CHOWN, E. H., 1984 – Chibougamau Stratigraphy and Mineralisation. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, page 534.
- HÉBERT, C., 1974 – Quart sud-ouest du canton de La Dauversière. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-262, 23 pages.
- HÉBERT, C., 1978 – Géochimie des sédiments de ruisseau. Parties des cantons de La Dauversière, Rohault et Fancamp. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-591, 7 pages.
- HÉBERT, C., 1980 – La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-723, 47 pages.
- HOLDAWAY, M.J., 1971 – Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Sciences*; volume 271, pages 97-131.
- IMBEAULT, P.-E., 1959 – Région de Queylus. Ministère des Mines, Québec; RG 83, 42 pages.
- INDARES, A. – DUNNING, G., 1997 – Coronitic metagabbro and eclogite from the Grenville Province of western Quebec: interpretation of U-Pb geochronology and metamorphism. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 34, pages 891-901.
- INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1989 – The Grenville Front south of Val-d'Or. *Tectonophysics*; volume 16, pages 221-239.

- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; miscellaneous paper 66.
- JOLY, M., 1991 – Application des méthodes de datation uranium-plomb (U-Pb) sur zircon, rubidium-strontium (Rb-Sr) et samarium-néodyme (Sm-Nd) aux gneiss parautochtones de la Province de Grenville. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal; 101 pages.
- KNUTSON, R. A., 1978 – Report on drilling, 3 DDH logs and location sketches, Rasles and La Dauversière Townships, Fancamp Area, Input Project, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 33645, 21 pages.
- LABELLE, J. P., 1982 – Report on two EM surveys (VLF & MAX MIN) and results of channel sampling. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 39353, 6 pages.
- LAROUCHE, V., 2000 – Rapport géologique, projet Lac Dufresne, cantons La Dauversière et Charron. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 58032, 21 pages.
- LAURIN, A.-F., 1955 – Région de Ducharme-Butteroué. Ministère des Mines, Québec; RP 310, 5 pages.
- LÉGARÉ, S. – OUELLET, R., 1988 – Rapport d'un levé géologique, Groupe Diana. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 47949, 27 pages.
- LEGAULT, M., 2003 – Environnement métallogénique du couloir de déformation de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi; 361 pages.
- LEGAULT, M. I. – DAIGNEAULT, R. – COUTURE, J.-F. – DION, C., 2000 – Contexte structural et métallogénique des gisements Chevrier et Chevrier sud (région de Chibougamau). Ministère des Ressources naturelles; ET 99-02, 59 pages.
- LEGAULT, M. I. – DAIGNEAULT, R. – COUTURE, J.-F., 1997 – Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-32, 55 pages.
- LEGAULT, M., I. – COUTURE, J.-F. – DAIGNEAULT, R., 1995 – Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-50, 71 pages.
- LOW, A. P., 1906 – Report on the Chibougamau mining region in the northern part of the province of Quebec. Commission géologique du Canada; publication n° 923.
- MACLEAN, W. H. – BARRETT, T. J., 1993 – Lithochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration; volume 48, pages 109-133.
- MADORE, C., 1990 – Origin and implication of corona structures within diabase dykes intruding the Archean orthogneisses of the central Grenville Province, east of Chibougamau, Quebec. Mémoire de maîtrise, Université d'Ottawa; 5 fiches.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- McADAM, J., 1975 – Geology, topography and EM surveys. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 30807, 9 pages.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 30, pages 11-28.
- MULLEN, E., D., 1983 – MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters; volume 62, pages 53-62.
- MURDY, A., 1978 – Report on mag and Em surveys, Rohault and Ducharme townships. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 33830, 15 pages.
- NEALE, E. R. W., 1959 – Région de Dollier-Charron. Ministère des Mines, Québec; RG 82, 57 pages.
- NORMAN, G. W. H. – MAWDSLEY, J. B., 1938 – East half Chibougamau sheet. Commission géologique du Canada, carte 397A.
- OBALSKI, J., 1904 – Report on gold, copper and asbestos discoveries, Chibougamau District. Ministère des Terres, Mines et Pêcheries, Québec; mining operation, pages 1-21.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; professional paper 525-B, pages 79-84.
- OUELLET, E., 1988 – Évolution tectono-métamorphique de la continuité lithologique des roches vertes du Supérieur dans la zone orogénique de la Province du Grenville. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 363 pages.
- OUELLET, R. – BOUCHARD, D., 1986 – Rapport des levés géologiques et géochimiques (roche), d'échantillonnage et de sondage au diamant avec 35 journaux des trous LC-1 à LC-34 et LC-3A, projet Diana. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 42981, 526 pages.
- OUELLET, R. – BRISSON, H., 1988 – Rapport d'une campagne de sondage avec 19 journaux des trous LC-35 à LC-53, East Showing, Groupe Diana. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 47467, 325 pages.
- OUELLET, R. – PERRY, C., 1988 – Rapport d'une campagne de sondage au diamant avec 17 des trous LC-39 & LC-54 à LC-69. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48552, 279 pages.
- PARADIS, S., 2003a – Géologie des formations superficielles, Lac Rohault. Commission géologique du Canada; dossier public 1546, échelle 1:50 000.
- PARADIS, S.J., 2003b – Géologie des formations superficielles, Lac Boisvert. Commission géologique du Canada; dossier public 1547, échelle 1:50 000.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.
- PILOTE, P., éditeur, 1998 – Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau: Nouvelle vision du potentiel de découverte. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, 180 pages.
- POIRIER, M. – GAUCHER, E., 1995 – Syndicat du Beep Mat, rapport final des travaux, été 1995. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54038, 206 pages.

- RACICOT, D. – CHOWN, E.-H. – HANEL, T., 1984 – Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt: A preliminary survey. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization* (J. Guha and E.-H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 178-197.
- RAYMOND, D., 1989 – Report on a diamon drilling program with 14 logs of holes LA-88-01 to LA-88-14, Lada project. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48814, 99 pages.
- RESSOURCES CAMPBELL, 2004 – Ressources Campbell, Opérations, Mine Joe Mann, Réserves et Ressources. (<http://www.ressourcescampbell.com/fr/index.html>).
- RETTY, J. A. – NORMAN, G. W. H., 1938 – West half Chibougamau sheet. Commission géologique du Canada; carte 398A.
- RICHARDSON, J., 1872 – Report on the country north of Lake St. John, Québec. Commission géologique du Canada; pages 283-308.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C. F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonics divisions of the Grenville Province, southeast canadian shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- ROY, P. – CADÉRON, S., en préparation. Géologie de la région des lacs Rohault et Bouteroue. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.
- ROUILLARD, M., 1981 – Rapport géologique sur le projet Queylus 1-81, grillage nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 38496, 18 pages.
- RUHLMAN, F. – RAYNAL, M. – LAVOIE, S., 1986 – Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des Monts Otish, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 1742-1752.
- SAWYER, E.W., 1991 – Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology*; volume 32, pages 701-738.
- SCHMITT, L., 1999 – Rapport annuel d'exploration 1996-97, propriété Joe Mann (1118)-Volume 1 de 3. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56367, 611 pages, 31 plans.
- SETHURAMAN, K., 1984 – Discovery of an archean volcanogenic environment in the Grenville structural Province, Echouani area, Québec, Canada. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization* (J. Guha et E.-H. Chown, editors). Institut Canadien des Mines; volume spécial 34, pages 473-482.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique - édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- SIMARD, M., 1992 – Géologie de la région du lac Rohault (Chibougamau). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 92-23, 43 pages.
- SPEAR, F. S., 1993 – Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America Monograph*; 799 pages.
- STEWART, R. – MARTIN, L., 1999 – Report on the 1999 exploration program, PLD property. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 59211, 93 pages.
- SUN, S.S. – MCDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle compositions and process. *In: Magmatism in the Ocean Basins* (A. D. Saunders et M. J. Norry, editors). *Geological Society Special Publication*; volume 42, pages 313-345.
- TOLMAN, C., 1930 – Obatogamau River area, Abitibi district, Québec. Commission géologique du Canada; summary report for 1924, pages 20-32.
- TREMBLAY, R. – BOUCHARD, G. – ARCHER, P., 1986 – Rapport géologique et d'échantillonnage, propriété La Dauversière 1. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 43737, 35 pages.
- VINCENT, R. – LÉGARÉ, S., 1989 – Rapport d'une campagne de sondage au diamant et d'échantillonnage avec 24 journaux des trous DO-89-01 à DO-89-24, propriété Diana-Obatogamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49391, 471 pages.
- 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.

ANNEXE 1 : Tableau 1 - Caractéristiques des épisodes de déformation

Tableau 1 - Caractéristiques des quatre épisodes de déformation reconnus dans la région de Chibougamau et résumé des observations structurales de la région du lac Charron.

Phase de déformation régionale	Caractéristique	Observation structurale dans la région du lac Charron
D ₁	Plis orientés N-S à NNW. Aucune schistosité n'est associée à ces structures (Daigneault et Allard, 1990).	nil
D ₂	Phase responsable de la plupart des éléments structuraux observés dans la région. On lui associe la foliation E-W, le plongement abrupte des linéations, le métamorphisme régional aux schistes verts, les grands plis E-W ainsi que les failles parallèles au plan axial de ces plis (Daigneault et Allard, 1990).	Foliation et failles E-W; linéations d'étirement abruptes Métamorphisme au faciès des schistes verts dans les roches volcaniques au NW. Anticinal de La Dauversière.
D ₃	Structure planaire d'intensité variable prenant différentes formes allant du clivage de crénulation au clivage de fracture qui se superpose aux éléments de deuxième phase. Attitude moyenne des clivages NE (Daigneault et Allard, 1990).	Crénulation NE superposée à la foliation E-W associée à des failles archéennes au nord du Pluton de La Dauversière.
D ₄ domaine transitionnel	Liée à l'Orogénèse grenvillienne. Dans la Zone tectonique du Front du Grenville, développement de failles NNE. Augmentation du métamorphisme. Réorientation de la foliation E-W vers le NNE. Apparition de linéations d'étirements bien développées vers le SE (Ciesielski, 1988; Daigneault et Allard, 1990).	Réorientation de la foliation E-W dans les roches volcaniques vers le NNE associée à des linéations d'étirement à dominance E et SE. Développement de failles NNE dans le Pluton de Boisvert. Augmentation du métamorphisme au faciès des amphibolites. Faille E-W recoupant foliation NE (tardi-D ₄).
D ₄ Parautochtone	Génération de failles inverses abruptes liées à la remontée de la nappe archéenne du SE vers le NW. Production de linéations d'étirement plongeant vers le SE et l'est (Ciesielski, 1988; Daigneault et Allard, 1994).	Linéations d'étirement vers le SE. Failles à pendage abrupte au sud de la région. Gneiss tonalitique et metabasite provenant de niveaux profonds de la croûte archéenne. Zone de déformation de l'île Ronde (tardi-D ₄).

ANNEXE 2 : Tableau 2a et 2b - Description des principaux indices

Tableau 2a - Description des principaux indices associés à la partie nord-ouest du Pluton de La Dauversière.

N°	Indice	UTM(NAD 83)	Minéralisation	Altération	Structure	Lithologie	Teneur	Référence
1	Lac Chevrier Nord	539155E 5500528N	Veinules de QZ+CF PY+(CP)	CF+SR+CL	Zone de cisaillement	Volcanites intermédiaires à mafiques	1,61 g/t Au [EC] 0,68 g/t Au sur 1,5 m [F]	Légaré et Ouellet (1988) Ouellet et Perry (1988)
2	RO Showing	540071E 5500913N	Zone d'altération avec sulfures disséminés PY±MG	CF+-SR+-CL	Foliation E-W régionale linéation abrupte	Gabbro	1,95 g/t Au [EC] 0,8 g/t Au sur 1,5 m [F]	Légaré et Ouellet (1988) Ouellet et Brisson (1988) Legault <i>et al.</i> , (1995) Legault (2003)
3	West Showing	540780E 5501178N	Veine de QZ PY+(CP)	CF+SR+CL + LX±FC	Cisaillements N100° et N125° à pendage N syn-D ₂	Gabbro et Basalte	3,63 g/t Ausur 1,1 m [R] 7,46 g/t Au sur 0,5 m [F]	Ouellet et Bouchard (1986); Legault <i>et al.</i> , (1995 et 1997) Legault (2003)
4	East Showing	542380E 5501678N	Veines de QZ±TL E-W à pendage S 1-5 % PY+(CP)± MG	CF+SR + CL+LX	Cisaillement E-W à pendage N syn-D ₂	Gabbro et dykes felsiques	180 000t @ 3,58 g/t Au	Ouellet et Perry (1988); Legault <i>et al.</i> , (1995 et 1997) Legault (2003)
5	Queylus-Nord	548680E 5502228N	Veine de QZ CP+(AZ+MC)			Gabbro	4,04 % Cu, 0,92 g/t Au, 10,1 g/t Ag [EC]	Rouillard (1981)
6	Coyote		Zone d'altération avec veinules de QZ+CC+CF veines de QZ+(TL) <20 % PY+(CP)	CL+CC+QZ	Veines plissées dans cisaillement NNW-SSE pré à syn-D ₂	Basalte, gabbro et volcanites intermédiaires	3,3 g/t Au [EC]	Vincent et Légaré (1989); Legault <i>et al.</i> , (1995 et 1997) Legault (2003)
7	PLD	542962E 5498620N	Veine de QZ PY semi-massive			Volcanites felsiques	2,64 g/t Au et 18,9 g/t Ag [EC]	Stewart et Martin (1999)
8	Ruisseau Audet Sud	544780E 5499778N	Veine de QZ PY+(CP) ±AZ+MC+BN+CT	CC+SI+CL	Zone de cisaillement (N 285°-85°)	Gabbro	1,64 % Cu [EC]	Brassard (1988)
9	Queylus-Sud	549380E 5499478N	Veine de QZ CP+PY+GP	CB+SR+ MU+QZ		Basalte dyke tonalite (FP)	1,8 % Cu, 0,39 g/t Au [EC]	Archer (1981)

Tableau 2b - Description des principaux indices associés à la Zone de déformation Palmer-Tippecanoe.

N°	Indice	UTM(NAD 83)	Minéralisation	Altération	Structure	Lithologie	Teneur (en gras=ce levé)	Référence
10	Lac Palmer	546919E 5499233N	Veine QZ+CF PY+CP+PO	CL+CF+CC+SR	Zone de cisaillement EW	Basalte et tufs felsiques	2,42 g/t Au 0,40 % Zn 2,4 g/t Ag [EC]	Brassard (1988)
11	Queylus-La Dauversière-sud (Cimon)	548219E 5498742N	Veine QZ+CL PY-CP(1-5 %)+(OR)		Zone de cisaillement (N298°-72°)	Basalte coussiné et massif dyke gabbro	20,2 g/t Au, 47,56g/tAg 3,46 % Cu [EC]	Cimon (1977) Labelle (1982)
12	Abacau	550099E 5497904N	Veines QZ+CB, 1-2 % CP aux épontes	CL+CB	Zone de cisaillement EW	Basalte	2,9 g/t Au [EC]	Abdelkaber et Girard (1988)
13	Conwest Exploration (Tremblay-Talbot)	550685E 5497862N	Veines QZ+CB CP+PY+PO	CL+CC+CF+TM	Zone de cisaillement EW veines N 305°	Basalte coussiné dyke diorite	0,61m à 6,17 g/t Au, 1,6 % Cu [F #2] 0,71 g/t Au, 6,82 g/t Ag 0,88 % Cu [EC]	Duquette (1966) Anonyme (1965)
14	Lac Banane (nouvel indice)	552853E 5497862N	Veine QZ enfumé, CF+(MV), PO+CP	CL+CB(SR)	Zone de cisaillement EW	Basalte coussiné	3,29 g/t Au [EC]; 1,54 g/t Au [EC]	
15	R-14b (nouvel indice)	553235E 5497437N	Veine QZ+CF+PY Schiste à CF+SR+PO aux épontes	Zonée CL+CB et SR+CF+CL+SI	Zone de cisaillement ENE (N060°-070°)	Basalte dykes tonalite (QFP) et diorite (GF)	37,25 g/t Au, 1,80 g/t Ag [EC]	
16	R-14 (FG-21)	553304E 5497439N	Veines QZ+CF+CL±TL 1-10 % PY+PO+CP aux épontes	Zonée CL+CB et SR+CF+CL+SI	Zone de cisaillement ENE (N070°-075°)	Basalte dykes tonalite (QFP) et diorite (GF)	142,29 g/t Au sur 2,44m [R] 37,03 g/t Au, 2,4 g/t Ag sur 0,76m [F R-14-6] 9,9 g/t Au [EC]	Brunelle (1983)
17	Pats (nouvel indice)	553768E 5497504N	Veines QZ enfumé, CF+TL, PY+CP 2-3 %	Zonée SR+CL+CB et SR+CF+CL+SI aux épontes	Zone de cisaillement ENE (N055°-065°)	Basalte coussiné, dyke tonalite(FP)	1,29 g/t Au, 2,9 g/t Ag 0,44 % Cu [EC]	

ANNEXE 2 : Tableau 2c, 2d et 2e -Description des principaux indices (suite et fin)

Tableau 2c - Description des indices associés à la Zone de déformation du lac Dufresne.

N°	Indice	UTM(NAD 83)	Minéralisation	Altération	Structure	Lithologie	Teneur (en gras=ce levé)	Référence
18	Lac Dufresne	553240E 5492500N	Cisaillement PY+PO±CP	CL+BO	Zone de cisaillement NNE	Métabasalte (amphibolite) dykes tonalite (FP,QFP)	0,5 % Cu sur 1,22m [R] 2,51 % Cu, 1,99 g/t Ag [EC]	McAdam (1975) Dion et Simard (1999)
19	Simard	554773E 54952990N	Cisaillements schisteux et anastomosés avec veines QZ+PY+PO±TL	SR+CL+BO	Zone de cisaillement NNE	Tonalite(FP-QFP) Métabasalte (amphibolite) Diorite (PO)	1,75 g/t Au, 2,70 g/t Ag 4,55 g/t Au [EC] 121 ppb Au [EC]	Larouche (2000) Gaucher (1999)

Tableau 2d - Description des indices associés à la partie sud du Pluton de La Dauversière.

N°	Indice	UTM(NAD 83)	Minéralisation	Altération	Structure	Lithologie	Teneur	Référence
20	D-1	540575E 5486758N	Sulfures disséminés <15% PY+(SP)	—	—	Volcanites felsiques Tufacées	1,36 g/t Au et 2,71 g/t Ag sur 3,1 m [F]	Knutson (1978)
21	Lada-2	541704E 5484639N	Veinules de QZ+CC+EP PO(1-5%)±PY(<5%)	QZ+CC+EP	Veines au Contact V3B-11C	Basalte granodiorite (FP, QFP) aplite	1,06 g/t Au sur 3,1 m [F]	Raymond (1989)
22	Lada-1	542304E 5483650N	Veines de QZ+CC PO+PY+(CP)	SI+CB	Veines et veinules	Basalte	3,09 g/t Au sur 1,5 m [F]	Raymond (1989); Gaudreault (1989)
23	New Mosher	544655E 5484253N	Schiste à SR, Veines de QZ PY+(OR+CP+PO+PD)	CL-CB (distale) BO+MU+CF (Proximale)	Cisaillements ENE Veines de QZ plissées	Basalte Schiste SR-CL-QZ Schiste QZ-SR Dykes QFP	1,20 g/t Au sur 4,42 m[R] 8,1 g/t Au sur 0,25 m [F]	Tremblay <i>et al.</i> (1986) Dion et Guha (1990) Dion et Simard (1999)
24	Mattagami		Dyke FP rouillé et cisailé au contact V3B PY+PO	Rouille	Cisaillements ESE (N090°-130°)	Basalte Dykes (FP) Aplite	4,29 g/t Au [EC] 2,06 g/t Au [EC]	Gadoury (1978) Dion et Simard (1999)

Tableau 2e - Description des nouveaux indices situés dans le Parautochtone.

N°	Indice	UTM(NAD 83)	Minéralisation	Altération	Structure	Lithologie	Teneur (en gras=ce levé)	Référence
25	Chevreau (nouvel indice)	555125E 5474994N	Niveaux rouillés <15 % PO+SP +(CP+GN)	Quartz-biotite	Gneissosité WNW, plissement	Niveau felsique dans une amphibolite	2572 ppm Cu [EC] 0,93 % Zn, 0,27 % Cu, 0,22 % Pb et 4,9 g/t [EC]	Poirier et Gaucher (1995)
26	Berceau (nouvel indice)	563615E 5501786N	Veinules de quartz avec PY+CP+PO disséminés (1-5 %)	Silicification	Foliation N-S (N350°-005°)	Amphibolite à grenat	Ag [EC] 2,34 % Cu, 10,8 g/t Ag [EC]	—
27	Dyke Horizon (nouvel indice)	564528E 5499592N	Veines de quartz coupées de veinules de sulfures PY+CP	—	Veine N072°/84°	Gabbro coronitique à grenat et biotite	0,48 % Cu et 2 g/t Ag [EC]	—
28	Calco-silicaté (nouvel indice)	568375E 5469974N	Niveau rouillé avec sulfures disséminés (10-15 %)PO+(CP+PY)	Amphibole, grenat, calcite	Foliation EW (N085°, pendage 30°-80°)	Roches Calco-silicatées	0,18 % Cu [EC]	—

BN=bornite; BO=biotite; CB=carbonates; CC=calcite; CF=carbonate de fer; CL=chlorite; CP=chalcopryrite; FC=fuschite; FP= Dyke felsique à phénocristaux de feldspath; GF=grains fins; GN= galène; GP=graphite; LX=leucoxène; MC=malachite; MG=magnétite; MU=muscovite; PO=pyrrhotite; PY=pyrite; QFP=dyke à phénocristaux de quartz et feldspath; QZ=quartz; SI=silicification; SP=sphalérite; SR=séricite; TL=tourmaline; TM: trémolite. Type d'échantillon: [EC]=choisi; [F]=forage; [R]=rainure.

ANNEXE 3 : Tableau 3 - Comparaison entre les minéralisations

Tableau 3 - Comparaison entre les minéralisations cupro-aurifères de la Zone de déformation Palmer-Tippecanoe et celles du secteur de la mine Joe Mann, au sud-ouest du Pluton de La Dauversière.

	Secteur NE du Pluton de La Dauversière	Secteur de la mine Joe Mann
Encaissant	Formation d'Obatogamau : -Basaltes coussinés, aphyriques à porphyriques; -Filons-couches de gabbro comagmatiques.	Formation d'Obatogamau : -Basaltes, quelques volcanites intermédiaires à felsiques; -Filons-couches de gabbro comagmatiques.
Intrusions	Dykes felsiques, souvent porphyriques décimétriques à métriques, provenant probablement des plutons de La Dauversière et de Boisvert.	Dykes et stocks felsiques (2717 \pm 5/-2 Ma, Dion <i>et al.</i> , 1995), aphanitiques, grenus ou porphyriques et synchrones au Pluton de La Dauversière (2720 \pm 2 Ma, Mortensen, 1993).
Structures	-Zones de cisaillement ductile-fragiles E-W; -Failles NE à NNE qui recoupent cisaillement E-W; -Zone d'intersection entre 2 structures (ZDPT et ZDL); -Indices reconnus sur près de 8 km le long de la Zone de déformation Palmer -Tippecanoe.	-Zones de cisaillement ductiles-fragiles E-W; -Failles NE à NNE qui recoupent les cisaillements E-W; -Zone d'intersection entre les cisaillement E-W et NE à NNE; -Zones minéralisées reconnues dans un couloir de près de 9 km; -Zones principale et Ouest suivies sur au moins 3 km.
Altération	-Chlorite-carbonates (distale aux veines); -Séricite-carbonate de fer-chlorite-silice (proximale aux veines). -Assemblages minéralogiques rétrogrades.	-Chlorite-carbonates (distale aux veines); -Chlorite-carbonates de fer-biotite \pm séricite \pm plagioclase (proximale aux veines, dans les cisaillements); -Assemblages minéralogiques rétrogrades.
Minéralisation	-Veines centimétriques à métriques de quartz \pm enfumé, carbonates \pm chlorite \pm tourmaline dans une roche cisailée et altérée; -Sulfures (PY-CP-PO) dans les veines et les épontes; -Or natif associé aux veines de quartz; -Indices d'or \pm cuivre \pm argent; -Minéralisation précoce à la déformation.	-Veines décimétriques de quartz \pm enfumé, carbonates \pm plagioclase dans une roche cisailée et altérée; -Sulfures (PY-CP-PO \pm SP \pm AS) dans la veine et les épontes; -Or natif et tellurures associés aux veines de quartz; -Gisement, gîtes et indices d'or \pm cuivre \pm argent; -Minéralisation précoce à la déformation.

Références : Dion, communication personnelle, 2004; Dion et Guha, 1990 et 1994; Dion et Simard, 1999; Schmitt, 1999.

Résumé

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique réalisé au cours de l'été 2003 à l'échelle du 1 : 50 000. Il couvre la région du lac Charron (SNRC 32G08 NE, 32G09 SO et 32G09 SE), située à environ 50 km au sud de Chibougamau.

Dans cette région, les roches supracrustales archéennes de la Sous-province de l'Abitibi sont séparées des gneiss du Parautochtone grenvillien par la Zone tectonique du Front du Grenville. Les roches de la région sont d'âge Archéen, à l'exception de quelques dykes de gabbro d'âge Protérozoïque. Les unités stratigraphiques associées à la Sous-province de l'Abitibi sont les volcanites mafiques de la Formation d'Obatogamau, les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi (2728 ± 2 Ma) et les tonalites du Pluton de La Dauversière (2720 ± 1 Ma). La Zone du Front du Grenville est occupée par des amphibolites d'origine basaltique appartenant à la Formation d'Obatogamau ainsi que par le Pluton tonalitique à granodioritique de Boisvert (2698 ± 4 Ma). Le Parautochtone grenvillien est formé de gneiss tonalitique, de tonalite à hornblende, d'amphibolite à grenat et clinopyroxène, de gneiss tonalitique migmatisés et de roches calco-silicatées à carbonates. Les amphibolites à grenat et clinopyroxène sont interprétés comme des équivalents métamorphisés des basaltes de la Formation d'Obatogamau.

La région du lac Charron montre un gradient métamorphique croissant du NW vers le SE. Il varie du faciès des schistes verts dans les roches de la Sous-province de l'Abitibi au faciès supérieur des amphibolites et au faciès inférieur des granulites, dans le Parautochtone.

Les roches de la Sous-province de l'Abitibi sont touchées par deux phases de déformation associées à l'Orogenèse kénoréenne. La première est responsable du grain régional E-W et des failles de même direction associées à des linéations abruptes et de l'Anticlinal de La Dauversière. La

seconde développe des failles NE. À l'approche de la Zone du Front du Grenville, limitée à l'ouest par la Zone de déformation du lac Dufresne, le régime kénoréen est repris par la déformation grenvillienne qui réoriente les structures planaires vers le NNE et les linéations vers l'est et le sud-est et qui produit des failles fragiles-ductiles NNE. Dans le Parautochtone, la déformation grenvillienne est caractérisée par l'omniprésence de linéation d'étirement vers le SE et par un grain structural dominant E-W. Le dernier épisode de déformation observé est associé à un clivage et à des failles E-W qui recoupent les structures NNE.

Plusieurs contextes favorables à la découverte de métaux usuels et précieux ont été mis au jour. Deux nouvelles structures d'envergure régionale et porteuses de minéralisations cupro-aurifères ont été mises en évidence. La Zone de déformation Palmer-Tippecanoe, une structure E-W, a été trouvée au nord du Pluton de La Dauversière. Cette zone a permis de relier huit indices aurifères. La Zone de déformation du lac Dufresne, de direction NE, contient des minéralisations en cuivre et or associées à des roches métamorphisées au faciès des amphibolites. Ces indices, typiques de minéralisations orogéniques, sont composés de veines de quartz avec des enveloppes d'altération en séricite, carbonates et chlorite. La minéralisation est constituée de pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite et or. Une importante zone d'altération en séricite et carbonates de fer a aussi été mise au jour à la rencontre des deux couloirs de déformation. Dans le Parautochtone, quatre nouveaux indices, associés à des contextes géologiques différents, ont été identifiés. Parmi ceux-ci, l'indice Cheveau est un sulfure massif encaissé dans des amphibolites métavolcaniques tandis que la zone calco-silicatée est une minéralisation en cuivre apparentée aux skarnoïdes.

