



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada



Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires

F. Leclerc, J.H. Bédard, L.B. Harris, N. Goulet, P. Houle et P. Roy

Commission géologique du Canada

Recherches en cours 2008-7

2008

Canada 

Commission géologique du Canada
Recherches en cours 2008-7



**Nouvelles subdivisions de la Formation
de Gilman, Groupe de Roy, région de
Chibougamau, sous-province de l'Abitibi,
Québec : résultats préliminaires**

F. Leclerc, J.H. Bédard, L.B. Harris, N. Goulet, P. Houle et P. Roy

2008

©Sa Majesté la Reine du chef du Canada 2008

ISSN 1701-4387

N° de catalogue M44-2008/7F-PDF

ISBN 978-1-100-90565-5

Les bibliothèques de dépôt d'un bout à l'autre du pays ont accès à la présente publication par l'intermédiaire du site Web du Programme des services de dépôt (<http://dsp-psd.tpsgc.gc.ca>)

Pour un téléchargement gratuit de la version numérique de ce document, voir le site GéoPub : http://geopub.nrcan.gc.ca/index_f.php

Sans frais (au Canada et aux É.-U.) : 1-888-252-4301

Notation bibliographique conseillée

Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., Goulet, N., Houle, P. et Roy, P., 2008. Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires; Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2008-7, 20 p.

Lecture critique

Pierre-Simon Ross

Tom Skulski

Auteurs

F. Leclerc (francois.leclerc@ete.inrs.ca)
L.B. Harris (lyal_harris@ete.inrs.ca)
Institut national de la recherche scientifique, Eau, Terre et Environnement
490, rue de la Couronne Québec
(Québec) G1K 9A9

N. Goulet (goulet.normand@uqam.ca)
Université du Québec à Montréal
Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère
C.P. 8888, Montréal (Québec)
H3C 3P8

P. Roy (patrice.roy@mrnf.gouv.qc.ca)
Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec
400, boul. Lamaque, bur. 1.02
Val-d'Or, Québec J9P 3L4

J.H. Bédard (jbedard@nrcan.gc.ca)
Commission géologique du Canada
490, rue de la Couronne
Québec (Québec) G1K 9A9

P. Houle (patrick.houle@mrnf.gouv.qc.ca)
Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec
375, 3e rue #2, Chibougamau (Québec)
G8P 1N4

Corrections faites le

**Pour demander la permission de reproduire cette publication, en tout ou en partie, à des fins d'utilisation commerciale, de revente ou de rediffusion, s'adresser à l'agent d'information sur le droit d'auteur, pièce 644B, 615, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E9.
Courriel : Droitd'auteurESS@RNCAN.gc.ca**

Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires

F. Leclerc, J.H. Bédard, L.B. Harris, N. Goulet, P. Houle et P. Roy

Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., Goulet, N., Houle, P. et Roy, P., 2008. Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires; Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2008-7, 20 p.

Résumé : La Formation de Gilman (Groupe de Roy) est située sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, à l'extrémité est de la sous-province de l'Abitibi de l'Archéen, et présente un potentiel pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes. Les récents travaux de cartographie géologique et de compilation ont permis de proposer une nouvelle subdivision de cette formation. Le Membre de David (Formation de Gilman inférieure) contient des laves mafiques d'affinité tholéitique, en coulées massives et coussinées, avec une faible proportion de brèche de coulée et d'hyaloclastite. Le Membre d'Allard (Formation de Gilman intermédiaire) est composé à la base d'une faible quantité de laves mafiques d'affinité transitionnelle à calco-alkaline, qui sont surmontées de roches volcanoclastiques intermédiaires (contenant des clastes composés de chert plus ou moins riche en sulfures et de roches volcaniques mafiques à intermédiaires) d'affinité calco-alkaline, de tuf à cristaux de plagioclase et de rhyodacite. Le Membre de Bruneau (Formation de Gilman supérieure) est constitué de laves mafiques d'affinité tholéitique en coulées massives et coussinées, avec des lentilles de roches volcanoclastiques et de rhyolite sphérolitique.

Abstract: The Gilman Formation (Roy Group) is located on the southern flank of the Chibougamau syncline, at the eastern end of the Archaean Abitibi Subprovince, and holds potential for volcanogenic massive-sulphide deposits. Recent geological mapping and compilation work has led to a proposed new subdivision of this formation. The David Member (lower Gilman Formation) contains tholeiitic, massive to pillowed mafic lavas, with minor flow breccia and hyaloclastite. The Allard Member (middle Gilman Formation) contains minor transitional to calc-alkaline mafic lavas at its base, overlain by intermediate calc-alkaline volcanoclastic rocks (containing clasts of chert with varying amounts of sulphides, and mafic to intermediate lavas), plagioclase-phyric crystal tuff, and rhyodacite. The Bruneau Member (upper Gilman Formation) is composed of tholeiitic, massive to pillowed mafic lavas, with lenses of volcanoclastic rocks and spherulitic rhyolite.

INTRODUCTION

Le camp minier de Chibougamau est reconnu pour ses minéralisations de cuivre-ou porphyriques, mais est également l'hôte de la mine Lemoine, un riche amas sulfuré volcanogène, qui se classe deuxième au Canada et sixième dans le monde pour ses teneurs en cuivre-zinc (Lafrance et al., 2006). Le contexte géologique de la région de Chibougamau est propice à la découverte d'autres gisements de type sulfures massifs volcanogènes. Dans cette perspective, un projet de cartographie géologique et de compilation, qui constitue les assises du projet de doctorat du premier auteur, a été entrepris dans le cadre du programme de l'Initiative géoscientifique ciblée 3 - Abitibi. Le principal objectif du projet est de raffiner la stratigraphie et de mettre en évidence les transitions d'affinité géochimique (de tholéitique à calco-alkaline) et les hiatus dans les successions volcaniques. Ces transitions représentent des événements significatifs dans l'édification des complexes volcaniques (Legault et al., 2002) et sont favorables à la présence des gisements de métaux de base, notamment des gisements de sulfures massifs volcanogènes (Barrett et MacLean, 1999; Lafrance et al., 2000). Ce rapport présente une description détaillée des unités stratigraphiques de la Formation de Gilman et met l'accent sur les unités de roches volcanoclastiques d'affinité calco-alkaline. Il offre aussi une revue des zones présentant un haut potentiel pour les minéralisations de métaux de base et traite des altérations hydrothermales associées.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Chibougamau (fig. 1) est située à l'extrémité nord-est de la sous-province de l'Abitibi de l'Archéen. Au nord, se trouve la sous-province d'Opatika de l'Archéen, qui renferme des terranes métasédimentaires et volcanoplutoniques granulitiques âgés de 3,1 à 2,8 Ga (Cadéron, 2003). À l'est et au sud, la Province de Grenville, avec un grain structural d'orientation nord-est-sud-ouest à nord-sud, a subi les événements d'âge protérozoïque (Rivers et Corrigan, 2000) qui affectent les roches de la sous-province de l'Abitibi, près du front de Grenville, sur plus de 400 km. À l'ouest, la sous-province de l'Abitibi est tronquée par la zone tectonique de Kapuskasing du Protérozoïque.

La stratigraphie de la région de Chibougamau, telle qu'elle a été définie par Allard et al. (1979), comprend les roches des deux cycles volcanosédimentaires du Groupe de Roy, sur lesquelles reposent en discordance les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca. Les complexes mafiques-ultramafiques stratiformes du lac Doré et de Cummings, ainsi que le pluton de Chibougamau sont des intrusions d'envergure régionale qui recoupent le Groupe de Roy (fig. 2). L'évolution structurale de la région de Chibougamau est caractérisée par trois périodes de déformation archéennes et une période de déformation grenvillienne (Daigneault et Allard, 1990). La

déformation régionale D_2 est définie par des plis P_2 et une schistosité S_2 orientés est-ouest. Des plis P_1 orientés nord-sud et, localement, une schistosité antérieure S_1 recoupée par la schistosité régionale S_2 impliquent l'existence d'une déformation antérieure D_1 . Des zones de cisaillement et des failles orientées nord-ouest-sud-est et nord-est-sud-ouest s'accompagnent de clivages de crénulation, de plis parasitiques et de kinks bands recoupant les structures D_2 et constituent des éléments postérieurs à la déformation régionale (déformation D_3 de Daigneault et Allard, 1990). La déformation grenvillienne se caractérise par la présence de failles orientées nord-nord-est-sud-sud-ouest à nord-sud avec un rejet senestre. Ces failles sont communes dans la portion est du secteur à l'étude. Une étude structurale est présentement en cours dans le secteur du synclinal de Chibougamau, afin de détailler la cinématique des zones de cisaillement. Le métamorphisme régional est du faciès des schistes verts. Pour alléger le texte, nous omettons le préfixe « méta » du nom des roches dont l'identification ne laisse pas de doute.

Les roches supracrustales

Le premier cycle volcanosédimentaire du Groupe de Roy comprend deux formations (fig. 3). La Formation d'Obatogamau est constituée de laves mafiques, en coulées massives à coussinées et bréchiques, qui contiennent localement jusqu'à 20 % de phénocristaux de plagioclase définissant une texture gloméroporphyrique (Cimon, 1977). La Formation de Waconichi comprend trois faciès (Daigneault et Allard, 1990) : le faciès de Lemoine, avec des porphyres rhyolitiques et des laves rhyolitiques, le faciès de Queylus, avec des roches volcanoclastiques de composition intermédiaire et le faciès de Portage, qui désigne la formation de fer du lac Sauvage. Sur le flanc sud du Complexe du lac Doré, le faciès de Lemoine a été daté à 2728 ± 1 Ma (âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath) par Mortensen (1993). Le deuxième cycle volcanosédimentaire du Groupe de Roy (fig. 3) regroupe la Formation de Gilman, dominée par des laves mafiques en coulées massives à coussinées, avec des accumulations lenticulaires de roches volcanoclastiques et de rhyodacite, ainsi que la Formation de Blondeau, composée de grès, de grauwacke volcanogène, d'argilite, de tuf graphitique et cherteux, de brèche, de tuf felsique, de basalte variolaire et de laves rhyolitiques (Allard et al., 1985).

La Formation de Bordeleau est composée de grès dérivé de matériaux volcanoclastiques (Dimroth et al., 1983). Elle n'a été identifiée que dans la structure synclinale de Waconichi (Coty, 1979), où les contacts de nature structurale plutôt que stratigraphique rendent son positionnement difficile (Daigneault et Allard, 1990). Toutefois, son affinité avec la Formation de Blondeau sous-jacente suggère un caractère transitionnel entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca (Dimroth et al., 1983).

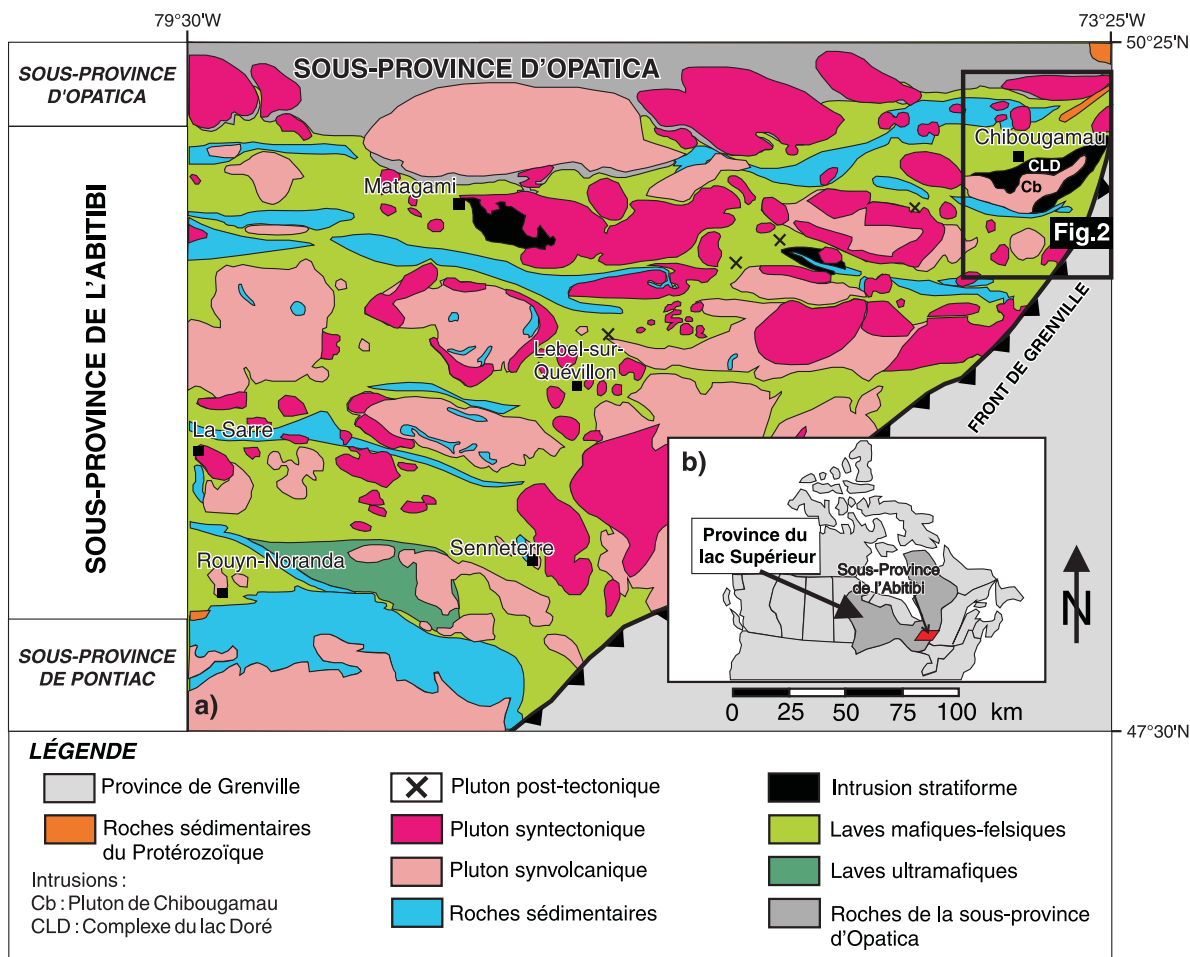


Figure 1. a) Géologie de la partie québécoise de la sous-province de l'Abitibi, dans l'est de la Province du lac Supérieur de l'Archéen. D'après Daigneault et al. (1990) et Chown et al. (1992). b) Localisation de la carte en a.

Un conglomérat basal reposant en discordance sur les roches sédimentaires du Groupe de Roy marque le passage au Groupe d'Opémisca, lequel inclut les formations de Stella et de Haüy. Outre les unités de conglomérat, la Formation de Stella montre une succession de grès feldspathique et d'argilite tandis que la Formation de Haüy se caractérise par la présence de grès et de coulées d'andésite porphyrique d'affinité shoshonitique (Picard et Piboule, 1986). Au nord du synclinal de Chibougamau, ces deux formations sont regroupées dans la Formation de Chebistuan, laquelle se compose de conglomérat, de grès feldspathique et d'argilite similaires à ceux de la Formation de Stella, en plus de contenir des laves andésitiques porphyriques identiques aux laves de la Formation de Haüy (Daigneault et Allard, 1990). Finalement, la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, se compose de conglomérat polygénique reposant en discordance sur les unités archéennes.

Les roches intrusives

Le Complexe du lac Doré est une intrusion subvolcanique stratiforme qui s'est injectée dans les laves des formations d'Obatogamau et de Gilman (Allard, 1976). Le Complexe du lac Doré se divise en une zone anorthositique, une zone litée (2727 ± 1 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une pyroxénite à quartz; Mortensen, 1993), une zone de ferrodiorite, une zone de granophyre sodique (2728 ± 1 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'un granophyre; Mortensen, 1993) et une zone de bordure sommitale.

Le Complexe de Cummings est constitué de filons-couches différenciés qui se sont injectés dans la portion supérieure de la Formation de Gilman et à la base de la Formation de Blondeau (Poitras, 1984). Ces filons-couches ont un âge de 2717 ± 1 Ma (âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une ferrodiorite à quartz; Mortensen, 1993) et montrent une différenciation systématique, passant de la péridotite au gabbro quartzifère. Des

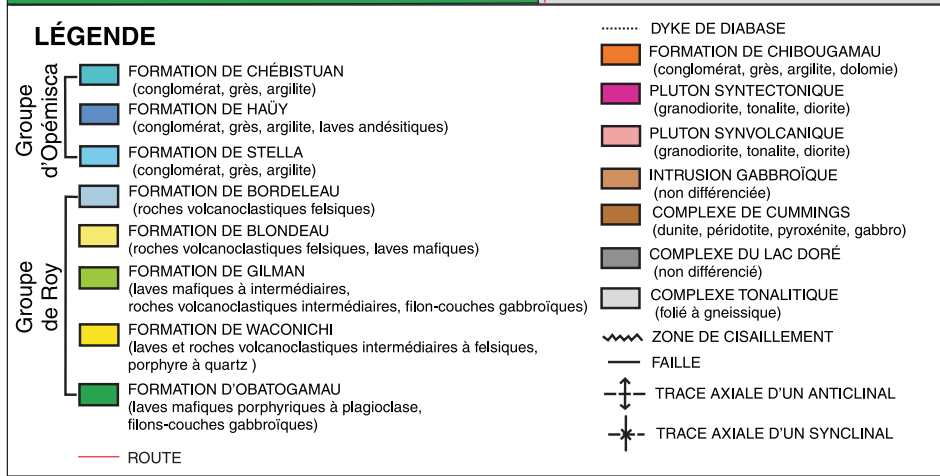
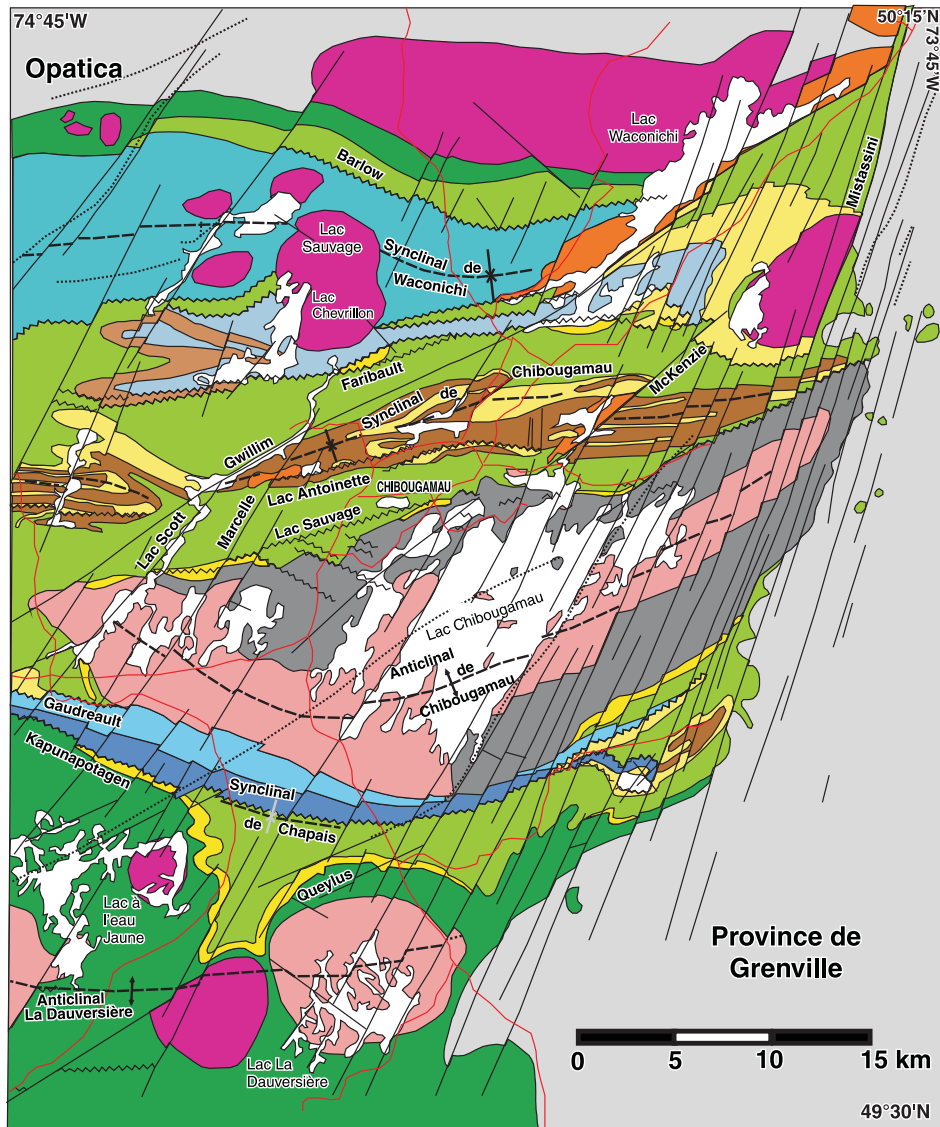


Figure 2. Géologie de la région de Chibougamau, Québec. D'après Daigneault et Allard (1996)

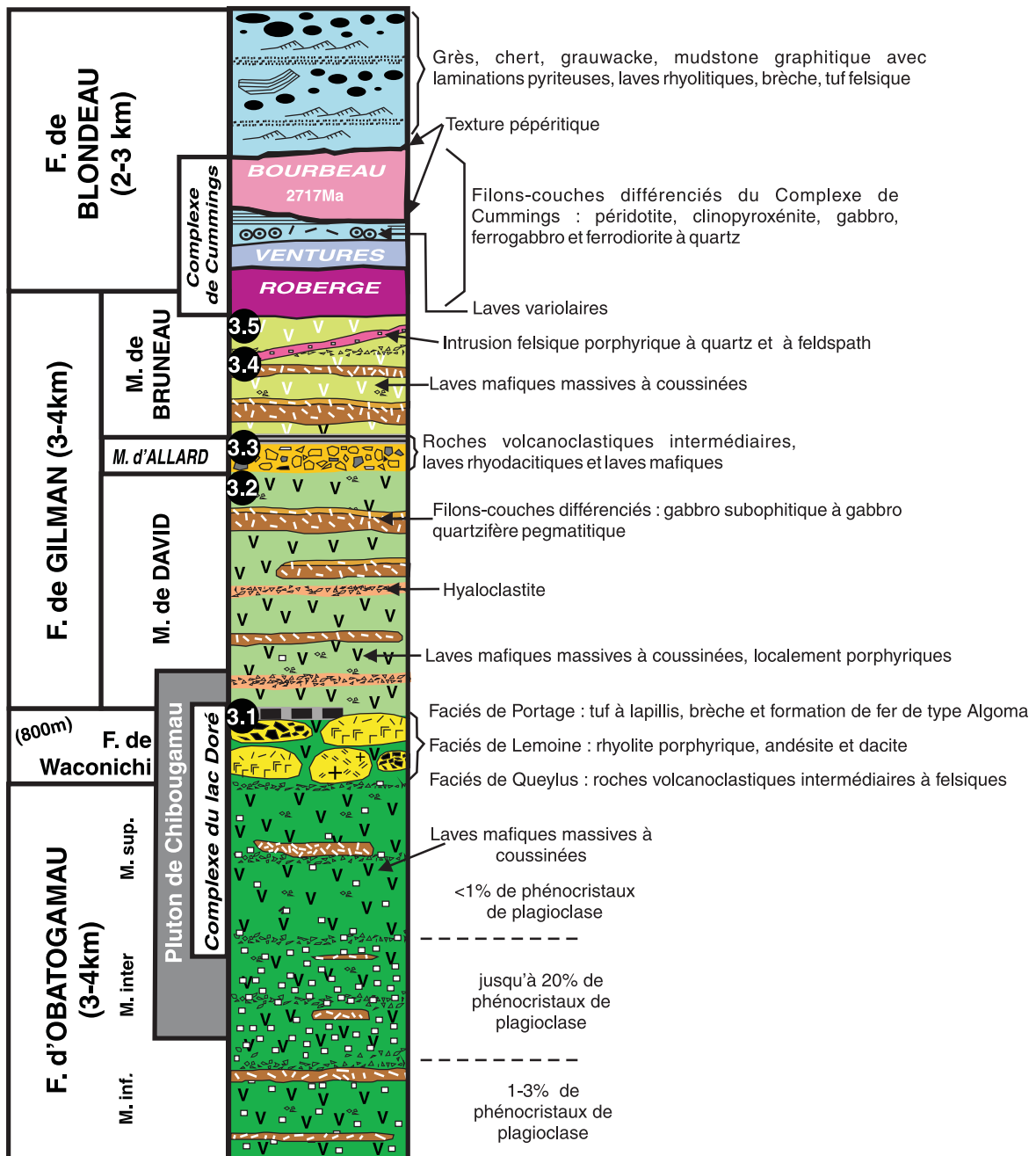


Figure 3. Stratigraphie du Groupe de Roy dans la région de Chibougamau, Québec. Localisation des minéralisations mentionnées à la section du potentiel économique de la Formation de Gilman : 3.1 anomalie du lac Wawbano; 3.2 indice B6258; 3.3 anomalie Baie Proulx 6010; 3.4 mine Bruneau; 3.5 structure Brosman.

filons-couches de moindre envergure se sont injectés dans les laves des formations d'Obatogamau et de Gilman et montrent une différenciation similaire à ceux du Complexe de Cummings, mais les auteurs ne sont pas encore en mesure d'évaluer s'ils sont cogénétiques du Complexe de Cummings. Les séquences volcaniques des formations d'Obatogamau et de Gilman sont également recoupées par des filons-couches peu différenciés de composition géochimique similaire à celle des unités volcaniques encaissantes. Globalement, les filons-couches ont une puissance équivalente à 25 % de l'épaisseur de la Formation de Gilman (Allard, 1976).

Le pluton de Chibougamau est synvolcanique (2718 ± 2 – 2714 ± 3 – 2 Ma; Pilote et al., 1997; Krogh, 1982) et se compose de tonalite, de trondjémite, de granodiorite et de diorite (Racicot, 1980, 1981). Il recoupe l'ensemble du Groupe de Roy et pourrait constituer la racine du pluton satellite de Grandroy (fig. 4).

Des porphyres à phénocristaux de feldspath et à phénocristaux de quartz et de feldspath (2712 ± 9 – 7 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'un dyke felsique porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath; Mortensen, 1993) constituent des intrusions discordantes ou concordantes. Les intrusions spatialement associées aux intrusions synvolcaniques sont discordantes (Trudeau, 1981; Couture, 1986), alors que celles spatialement associées aux unités de roches volcanoclastiques felsiques sont stratiformes (Bélanger, 1979).

PROBLÉMATIQUE

L'étude des assemblages volcanosédimentaires du Groupe de Roy concerne la portion nord du feuillet 32G/16 du SNRC, sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau (fig. 4). La Formation de Gilman (Duquette et Mathieu, 1966) désigne les laves volcaniques mafiques présentes dans les environs de la ville de Chibougamau. Suite à la reconnaissance de lentilles de roches volcanoclastiques par Smith et Allard (1960), Allard (1976) émet la possibilité que la Formation de Gilman puisse être subdivisée. L'argument pétrochimique est soulevé par Ludden et al. (1984) qui notent que les laves situées dans la portion inférieure de la Formation de Gilman ont un profil des terres rares plat s'apparentant à celui des basaltes tholéïtiques, alors que les laves de la Formation de Gilman supérieure montrent un enrichissement marqué en terres rares légères suggérant une affinité calco-alcaline (fig. 5). Les valeurs du rapport Zr/Y illustrent les variations d'affinité géochimique (Leclerc et al., 2007) et sont représentées pour plusieurs échantillons à la figure 4. Les valeurs du rapport Zr/Y des membres de David et de Bruneau (2,28–3,93) sont typiques des laves tholéïtiques (<4,5), alors que celles du Membre d'Allard sont plus élevées (6,99–18,21) et sont caractéristiques des laves calco-alcalines (>7).

La cartographie géologique réalisée en 2005 et 2006 a permis de démontrer que les lentilles de roches volcanoclastiques décrites par Smith et Allard (1960) forment

une unité continue à l'échelle régionale, sur plus de 25 km d'est en ouest, et que celle-ci constitue une limite entre deux séquences de lave ayant chacune une patine et une géochimie distinctes. La première partie de ce rapport contient la description des faciès des différentes portions de la Formation de Gilman. La deuxième partie vise à évaluer le potentiel minéral de cette formation pour les gisements de type sulfures massifs volcanogènes, par la reconnaissance des horizons-clés et l'étude des zones présentant des altérations hydrothermales.

DESCRIPTION DES FACIÈS

Membre de David

Le Membre de David (fig. 3) correspond à la Formation de Gilman inférieure dans la stratigraphie de Daigneault et Allard (1990), avec une coupe-type située le long du ruisseau David. Au nord du Complexe du lac Doré, son contact inférieur avec la Formation de Waconichi est marqué par le couloir de déformation du lac Sauvage (Daigneault et Allard, 1987) ainsi que par le couloir de déformation associé au cisaillement bordier du Complexe du lac Doré (Daigneault, 1991). Le Membre de David est constitué de coulées de lave massives à coussinées avec une composition de basalte et de basalte andésitique (Leclerc et al., 2007), injectées de filons-couches subvolcaniques. Des lentilles d'hyaloclastite d'épaisseur décimétrique (env. 1 %), s'étendent sur plusieurs kilomètres et sont associées à du taf à lapillis moyen à grossier. Enfin, des roches de composition andésitique et de composition rhyolitique n'ont été reconnues que localement, intercalées dans les laves mafiques. Il n'est cependant pas établi si ces roches felsiques sont intrusives ou extrusives.

Lave mafique

Les coulées de lave mafique peuvent atteindre 60 m d'épaisseur (Allard, 1976) et constituent jusqu'à 75 % du Membre de David. Les coulées coussinées (env. 50 %) sont intercalées dans les coulées de lave massives (env. 25 %). Le faciès bréchiq est mineur (<1 %) et surtout confiné aux interstices entre les coussins. Les filons-couches gabroïques occupent jusqu'à 25 % du Membre de David.

Les laves mafiques du Membre de David sont vert sombre en cassure fraîche et vert moyen en surface altérée. L'axe long des coussins, étiré parallèlement à la foliation régionale, mesure en moyenne de 30 à 40 cm, mais peut atteindre plus de 1 m. Les jonctions triples de coussins sont occupées par du matériel hyaloclastique. Les coussins contiennent de 5 à 25 % de vésicules ou d'amygdules (<0,1–1 cm) à remplissage de calcite ou d'ankérite, qui sont réparties aléatoirement dans le volume des coussins. Dans quelques cas,

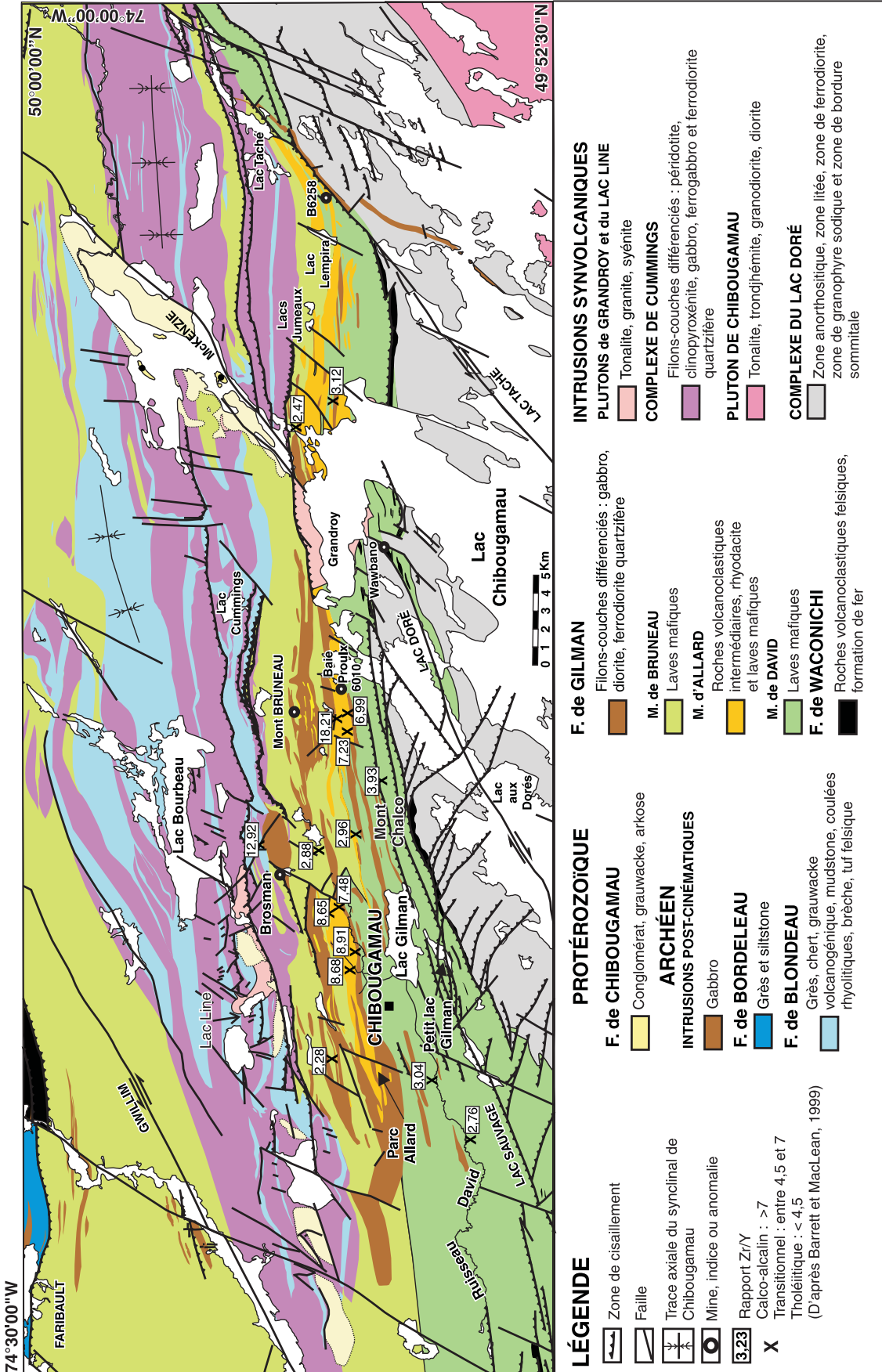


Figure 4. Géologie de la région de Chibougamau, au nord du Complexe du lac Doré.

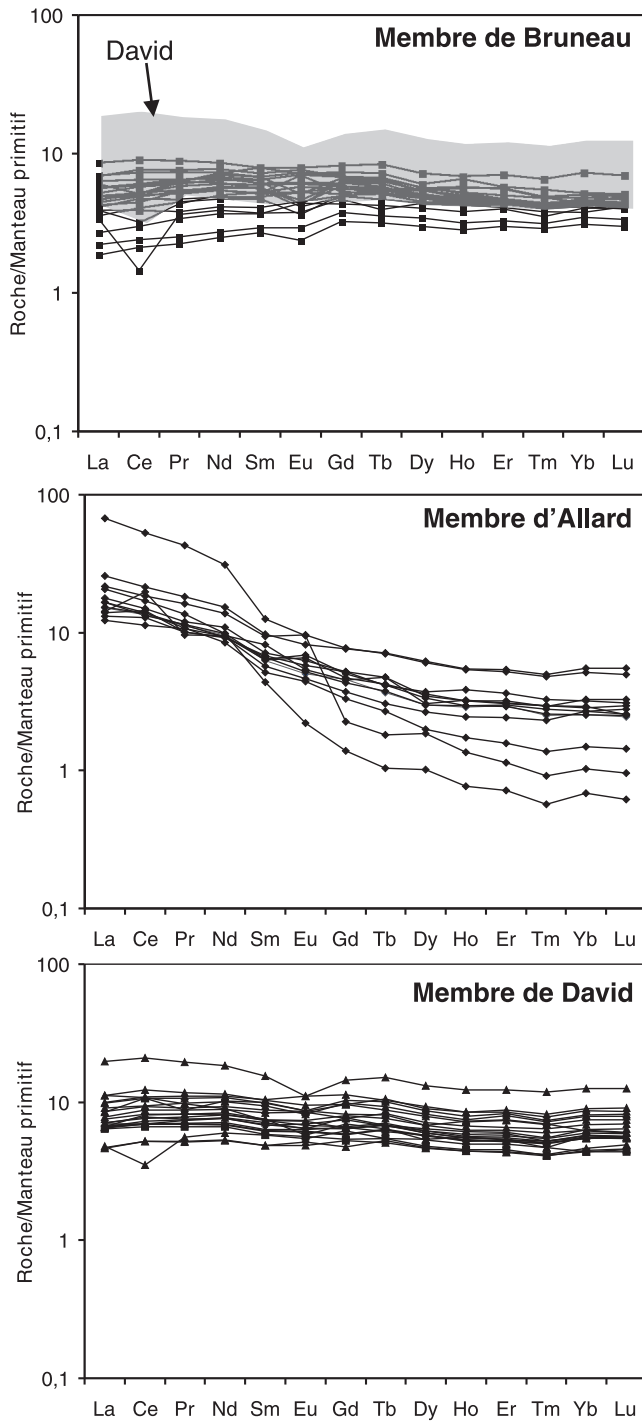


Figure 5. Profils des terres rares normalisés aux valeurs du manteau primitif de Palme et O'Neill (2003) pour les trois membres de la Formation de Gilman.

les amygdules et les vésicules sont concentrées à la bordure des coussins (fig. 6a). Elles peuvent s'étirer fortement dans le plan de la foliation régionale.

Les laves mafiques sont typiquement aphanitiques. La plupart des phénocristaux de plagioclase sont remplacés par de la chlorite, de l'épidote et de l'albite. Des pseudomorphes de pyroxène sont constitués de chlorite, d'épidote,

de magnétite et de titanite. De la chlorite microcristalline et des carbonates composent l'essentiel de la matrice. À l'échelle macroscopique, les oxydes de fer-titane s'altèrent communément en leucoxène (ou titanite) et peuvent constituer jusqu'à 10–15 % de la roche. Le contenu en TiO_2 des basaltes du Membre de David est plus élevé que celui des basaltes de la Formation d'Obatogamau (Picard et Piboule, 1986). La matrice des roches du faciès bréchiq ue est composée d'anciennes échardes de verre auxquelles se mêlent des fragments anguleux de lave mafique de dimension millimétrique.

L'altération à chlorite et à épidote (plus accentuée à la périphérie des coussins) est liée soit au métamorphisme régional du faciès des schistes verts, soit à l'action de fluides hydrothermaux. L'altération hydrothermale se distingue par sa distribution hétérogène et son intensité accrue à proximité des réseaux de fractures et des zones de cisaillement, alors que la chlorite et l'épidote métamorphiques ont une distribution plus uniforme, qui est contrôlée par les structures primaires ou la schistosité régionale. L'hématitisation a été décrite localement en association avec une forte altération à épidote. La pyritisation se produit dans les basaltes à proximité de chert rubané où la pyrite disséminée se superpose à la chlorite. Les laves mafiques sont aussi recoupées par des veinules millimétriques à centimétriques d'épidote et de calcite qui forment des reliefs positifs en affleurement. Le cœur des coussins contient souvent une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite ($\leq 1\%$). Le matériel rouillé dans les interstices des coulées coussinées indique la présence d'une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite.

Des couloirs de déformation pouvant atteindre 200 m de largeur affectent les laves mafiques par le développement d'une schistosité accentuée et d'une ankéritisation variable (Daigneault, 1991). Certains couloirs renferment les éléments de la déformation non coaxiale (et, par conséquent, du déplacement). D'autres couloirs contiennent des fabriques de déformation coaxiale et représentent des zones d'aplatissement importantes. Dans le couloir de déformation du lac Sauvage, la matrice d'intervalles de brèche de coulée mafique montre une forte ankéritisation et une épidotisation qui se superposent à la chloritisation (fig. 6b). L'ankérite se trouve aussi dans les zones de fractures tardives affectant les laves. Dans les zones de déformation plus intenses, les laves mafiques se transforment en schiste à chlorite-séricite-ankérite±chloritoïde gris-pâle (Henry et Allard, 1979).

Hyaloclastite

De l'hyaloclastite forme des intercalations centimétriques à métriques dans les coulées de lave mafique et constitue le matériel de remplissage aux jonctions triples de coussins. On trouve des masses lenticulaires d'hyaloclastite dont l'épaisseur atteint plus de 30 m et qui s'étendent sur plusieurs centaines de mètres dans le couloir de déformation du lac Sauvage. Ces tufs se trouvent à l'intérieur de

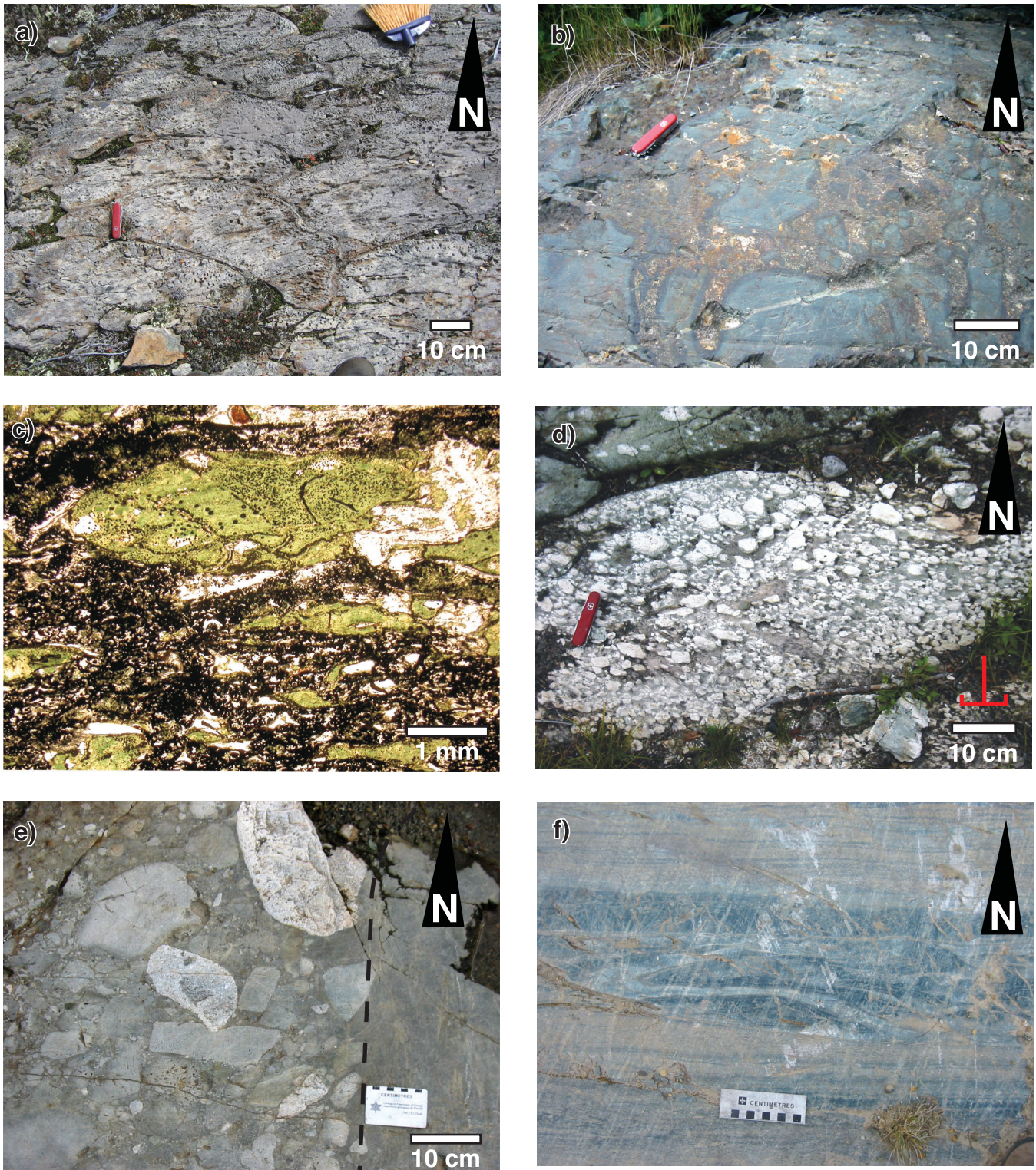


Figure 6. Illustrations des faciès des membres de David (a–d) et d'Allard (e–f) de la Formation de Gilman. **a)** Laves mafiques montrant une concentration de vésicules en bordure des coussins, au sud-ouest de la ville de Chibougamau. **b)** Brèche de coulée basaltique à matrice partiellement ankérisée, route 167 à l'est de Chibougamau. **c)** Hyaloclastite à matrice remplacée par de la magnétite par altération, au nord-est du lac Gilman. **d)** Anorthosite avec un granoclassement à polarité sud (indiquée par le symbole « T »), à l'ouest du lac Gilman. **e)** Tuf à lapillis grossier et brèche recouvrant des laves mafiques, au parc Leblanc de la ville de Chibougamau. **f)** Pli synsédimentaire dans un tuf à lapillis laminé, route 167 à l'est de Chibougamau.

bandes de schiste à chlorite-séricite ankéritisé. Ils sont composés d'anciennes écharde de verre millimétriques à centimétriques avec des pointes anguleuses et des surfaces typiquement arrondies. Les fragments de lave mafique et de quartz sont anguleux et irréguliers (<1–2 cm). Le litage, mal développé, ne montre pas de granoclassement. Au nord du mont Chalco (fig. 4), une lentille de 5 m d'épaisseur montre le remplacement de la matrice entre les anciennes écharde de verre par de la magnétite avec de la pyrite disséminée, ce qui pourrait indiquer un lessivage hydrothermal (fig. 6c).

Anorthosite

Dans le secteur sud-ouest du lac Gilman, deux couches d'une dizaine de mètres d'épaisseur à prédominance de phénocristaux de plagioclase ($\pm 75\%$; <1–8 cm) sont encaissées dans des laves mafiques. Les contacts montrent une diminution rapide de la proportion de phénocristaux. À l'échelle de l'affleurement, des granoclassements d'origine magmatique ont été identifiés (fig. 6d). Les phénocristaux sont très aplatis dans le plan de la schistosité régionale. La matrice mafique de couleur vert moyen se compose de chlorite et est foliée. Elle contient par endroits plus de 20 % de vésicules et jusqu'à 20 % de titanite. L'abondance de fines lattes idiomorphes de plagioclase dans la matrice suggère une nature ignée, favorisant l'hypothèse que ces roches représentent des filons-couches d'anorthosite archéens (p. ex. filon-couche du Fiskenaesset au Groenland, Myers, 1985).

Roches intermédiaires à felsiques

Les roches intermédiaires à felsiques n'ont été reconnues que dans deux affleurements du Membre de David, intercalées dans les laves mafiques déformées et ankéritisées du couloir de déformation du lac Sauvage, au nord du mont Chalco ainsi qu'au sud du Petit lac Gilman. Ces roches massives à grain grossier et à patine beige verdâtre pourraient être des laves mafiques recristallisées et très altérées par le passage de fluides hydrothermaux.

Tuf à lapillis grossier de composition mafique avec une altération « sphérolitique »

Ce tuf d'une épaisseur de 1 m est intercalé dans une séquence de laves mafiques coussinées et vésiculaires, au sud-ouest de la ville de Chibougamau. Les lapillis mafiques chloriteux (noirs en surface altérée et verts en cassure fraîche) se trouvent dans une matrice mafique de couleur grise. Ils sont anguleux, étirés et aplatis dans le plan de la schistosité régionale. L'altération des lapillis rappelle des sphérules millimétriques et forme des taches beiges avec un cœur de carbonates et une périphérie de cristaux d'albite et, en moindre quantité, de quartz. Les lapillis de grande taille (>10 cm) sont presque entièrement envahis par ces sphérules.

Membre d'Allard

Le Membre d'Allard (fig. 3) est inclus dans la Formation de Gilman supérieure de la stratigraphie de Daigneault et Allard (1990) et correspond à une séquence de roches volcanoclastiques intermédiaires (≤ 875 m), reconnue initialement au nord de la ville de Chibougamau sous forme de lentilles (Smith et Allard, 1960; McPhee et Windfield, 1976; Hamilton, 1977; Trudeau, 1981; Couture, 1986). Allard (1976) est le premier à reconnaître son importance comme marqueur stratigraphique, lors de sa description d'un affleurement situé dans ce qui deviendra plus tard le parc Allard, la localité-type. Nos travaux ont permis de démontrer la continuité latérale de cette unité à l'échelle régionale (≥ 25 km).

Contact basal du Membre d'Allard

Des filons-couches gabbroïques se sont injectés le long d'une grande partie du contact basal du Membre d'Allard, sauf dans le secteur nord de la ville de Chibougamau où les roches volcanoclastiques du Membre d'Allard surmontent des laves mafiques massives à coussinées. (fig. 6e). Les études géochimiques en cours permettront de clarifier la nature de la transition entre les laves du Membre de David et celles du Membre d'Allard.

Tuf à lapillis fin à grossier et brèche de composition intermédiaire

Les unités de tuf à lapillis fin à grossier et de brèche forment souvent des hauteurs topographiques. Lorsque exposés sur plusieurs mètres, les lits décimétriques de tuf montrent un granoclassement normal avec des blocs dominants à la base ($\geq 70\%$, ≤ 15 cm), suivis de lapillis grossiers à fins qui diminuent en proportion et en taille (de 30 % à <1 %, de 5 cm à <1 cm) vers le haut. Au parc Allard, les séquences granoclassées sont répétées plusieurs fois sur 25 m (fig. 7a). Dans les 15 m supérieurs de la coupe, les lits de tuf à lapillis moyen à fin dominant ($\geq 75\%$), alors que les lits de tuf à lapillis grossier et de brèche sont rares. Le litage dans le tuf à lapillis fin permet localement d'observer des plis synsédimentaires (fig. 6f) et des chenaux centimétriques à métriques. Là où la qualité d'affleurement est mauvaise, le tuf à lapillis moyen à fin constitue le faciès le plus commun du Membre d'Allard.

Les clastes sont composés de lave mafique à intermédiaire, de chert et de sulfures (fig. 8a). Les clastes de lave mafique noire sont typiquement aphyriques alors que les clastes de lave intermédiaire contiennent communément des phénocristaux millimétriques de plagioclase ($\leq 25\%$) et, plus rarement, d'amphibole ($\leq 5\%$). Quelques lits de tuf contiennent des clastes mafiques à phénocristaux de plagioclase millimétriques (10 %) se moulant sur d'autres fragments, ce qui suggère une mise en place à chaud. La bordure plus foncée de ces clastes pourrait représenter une bordure figée.

Les fragments de chert de forme rectangulaire mesurent en moyenne de 3 à 4 cm de longueur pour une épaisseur de quelques millimètres et sont orientés parallèlement au litage. Les clastes de sulfures rouillés contiennent un assemblage de pyrite-pyrrhotite semi massif dans une matrice de chert. Des analyses géochimiques en cours vont permettre de préciser le contenu en métaux des fragments de sulfures. L'angulosité des clastes est variable; ils sont variablement aplatis et étirés dans le plan de la schistosité régionale. La couleur gris-vert de la matrice des unités de tuf à lapillis et de brèche suggère une composition intermédiaire. La matrice contient jusqu'à 25 % de phénocristaux millimétriques de plagioclase et sa granulométrie varie de fine à moyenne. Elle se transforme en schiste à chlorite±séricite dans les couloirs de déformation intense (fig. 8b).

Tuf à cristaux millimétriques de plagioclase de composition intermédiaire

La puissance des unités de tuf à cristaux millimétriques de plagioclase n'est que de quelques centimètres lorsqu'elles sont intercalées dans des unités de tuf à lapillis et de brèche, mais atteint plusieurs mètres au sommet des séquences granoclassées, notamment dans les secteurs où le Membre d'Allard est à son épaisseur maximale, au nord-est de la ville de Chibougamau ainsi qu'au sud du mont Bruneau. Les unités de tuf à cristaux de plagioclase comptent pour près de 25 % de l'épaisseur totale du membre. Elles montrent peu de relief positif comparativement aux unités de tuf à lapillis et de brèche. Au parc Allard et au sud de la mine Bruneau, l'alternance des compositions mafique et intermédiaire (teintes d'altération gris pâle et gris foncé) permet

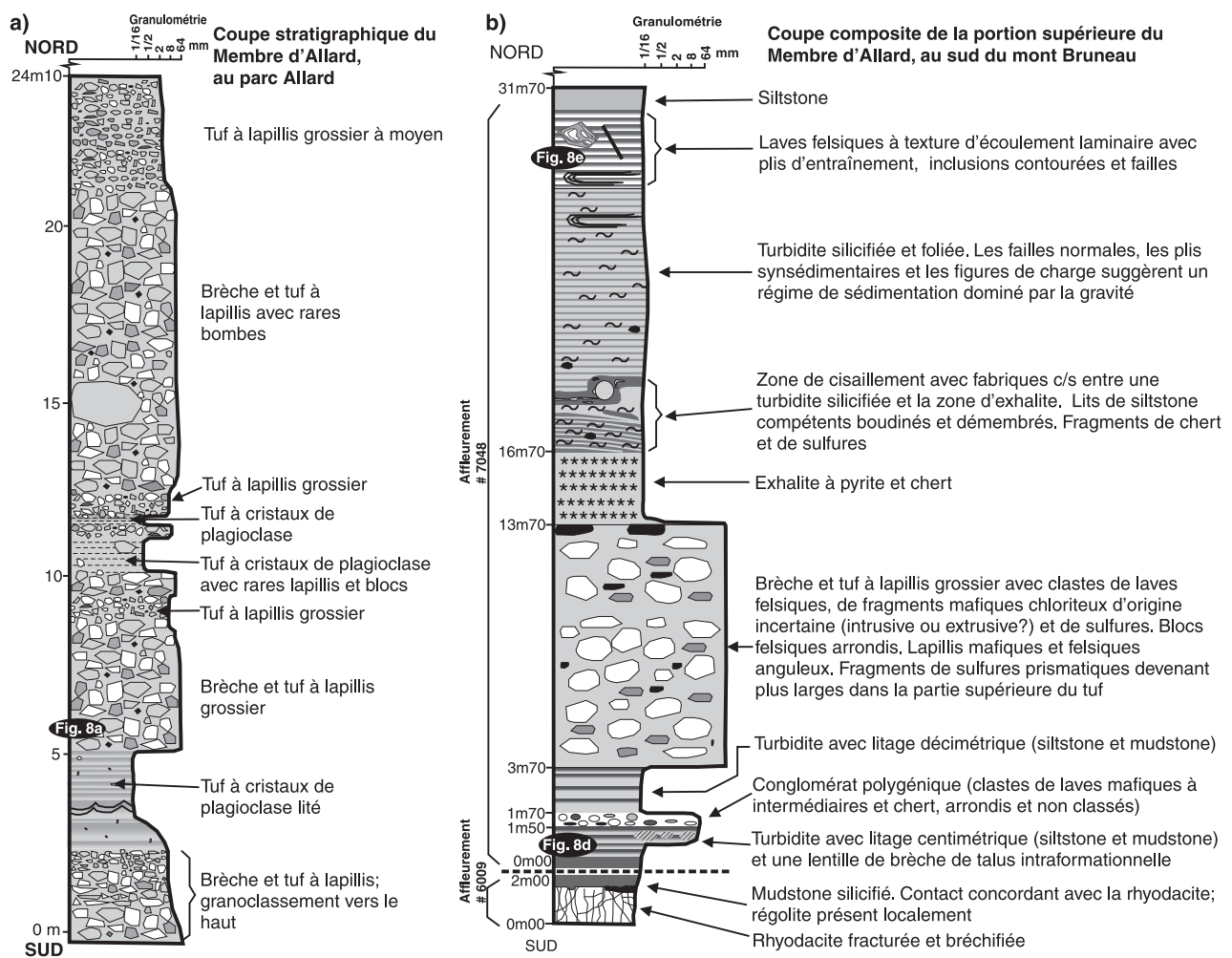


Figure 7. a) Coupe stratigraphique du Membre d'Allard, au parc Allard. **b)** Coupe composite de la portion supérieure du Membre d'Allard, au sud du mont Bruneau.

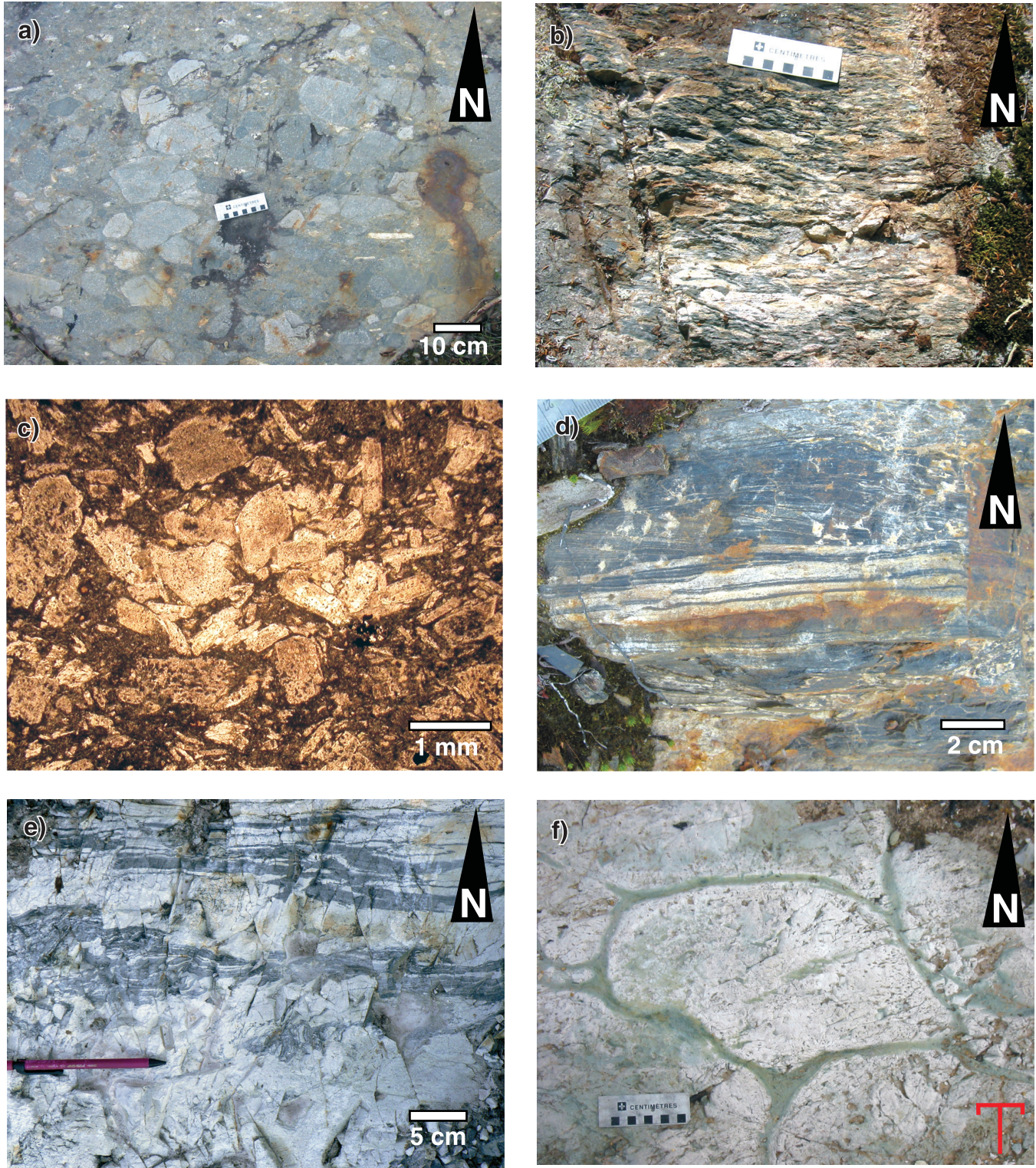


Figure 8. Illustrations des membres d'Allard (a–e) et de Bruneau (f) de la Formation de Gilman. **a)** Tuf à lapillis grossier et brèche avec fragments de chert et de sulfures, parc géologique Allard, rue De Billy, ville de Chibougamau. **b)** Tuf mafique à lapillis étirés dans le plan de la schistosité régionale, au sud des lacs Jumeaux. **c)** Tuf à cristaux de plagioclase, au nord du lac Gilman. **d)** Turbidite (alternance de lits de mudstone et de siltstone) au sommet du Membre d'Allard, au sud du mont Bruneau. **e)** Rhyodacite avec texture d'écoulement laminaire au sommet du Membre d'Allard, au sud du mont Bruneau. **f)** Basalte coussiné, décapage des chantiers Chibougamau, au nord-ouest de Chibougamau.

l'identification des lits de tuf à cristaux de plagioclase dont les épaisseurs varient de quelques millimètres à 5 cm. Les cristaux de plagioclase (<1–5 mm) constituent de 20 à 25 % du tuf à cristaux de plagioclase (fig. 8c). La matrice est également composée de cristaux de plagioclase altéré en épidote et chlorite. Dans les zones plus déformées, la matrice se transforme en schiste à chlorite-séricite±ankérite avec une fine pyrite disséminée.

Rhyodacite

Au sud de la mine Bruneau et au nord du mont Chalco, les laves de composition rhyodacitique (Leclerc et al., 2007) sont interlitées dans les roches volcanoclastiques du Membre d'Allard. Les unités de rhyodacite ont une épaisseur maximale de 450 m et forment des lentilles décamétriques (10–80 m). La rhyodacite de couleur gris pâle a une patine blanche. Elle est aphanitique ou à grain fin et contient de rares phénocristaux millimétriques de quartz et d'amphibole. La déformation se manifeste par des joints parallèles espacés de quelques centimètres. L'altération antérieure à la déformation régionale se manifeste par une silicification intense, une épidotisation diffuse et l'injection de veinules millimétriques de chlorite, d'épidote, de calcite et de quartz.

Sommet du Membre d'Allard

Au sud de la mine Bruneau, la rhyodacite est recouverte par une séquence concordante de mudstone et d'unités turbiditiques constituées de lits de siltstone et de mudstone finement laminés (fig. 7b, 8d). Des niveaux métriques de brèche felsique et d'exhalite à pyrite-chert sont interlités dans la séquence de turbidite. Au sommet de cette séquence, des coulées de lave felsique ont des textures d'écoulement laminaire mises en évidence par des plis intraformationnels et des fragments dont les contours impliquent une rotation synvolcanique (fig. 8e).

Membre de Bruneau

Le Membre de Bruneau fait référence au mont Bruneau, où la majorité de ses faciès sont exposés. Le Membre de Bruneau (fig. 3) est surtout constitué de laves mafiques qui ont une composition de basalte et de basalte andésitique (Leclerc et al., 2007) et présentent une patine vert pâle à blanche. Des lentilles de roches volcanoclastiques felsiques d'épaisseur décamétrique s'allongent parallèlement au grain tectonique régional sur une longueur qui dépasse rarement 500 m. La limite inférieure du Membre de Bruneau est visible au nord du lac Gilman, là où des laves mafiques coussinées montrent un contact stratigraphique concordant avec les unités de tuf à cristaux de plagioclase du Membre d'Allard. Au nord-ouest du mont Bruneau, les unités de grès lité de la Formation de Blondeau reposent en concordance sur des unités de rhyolite sphérolitique appartenant à la partie sommitale du Membre de Bruneau.

Lave mafique à patine vert pâle à blanche

Les coulées de lave mafique forment plus de 90 % du Membre de Bruneau. Au nord-ouest de la ville de Chibougamau, les coussins forment près de 90 % des coulées, le faciès massif, 10 %, et le faciès bréchique est mineur.

Les phénocristaux millimétriques (<1–2 mm, ≤2 %) sont composés de plagioclase (altéré en épidote et chlorite), de pyroxène ouralitisé et, dans de rares cas, d'amphibole (cummingtonite). Le grain de la matrice varie de fin à moyen avec des microlites de plagioclase métamorphisé en un assemblage composé de chlorite, d'épidote±albite±carbonate±titane. Les vésicules de taille millimétrique sont communes et il y a jusqu'à 20 % d'amygdules de calcite, localement vermiculaire.

Les coussins (centimétriques à presque métriques) sont aplatis dans le plan de la schistosité régionale et étirés dans le sens de la linéation principale à fort plongement. Les jonctions triples de coussins contiennent du matériel hyaloclastique et de la calcite. La patine vert pâle à blanche des laves mafiques du Membre de Bruneau est beaucoup plus pâle que celle des laves du Membre de David, en raison d'une silicification et d'une épidotisation hydrothermales qui se superposent aux associations minérales du faciès des schistes verts. L'altération hydrothermale se manifeste sous forme diffuse ou sous celle de veinules millimétriques concordantes et discordantes. Les coulées de lave mafique contiennent localement une minéralisation composée de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite (1–3 %) sous forme de disséminations, de petits filonnets millimétriques ou d'imprégnations. Les bordures des coussins ont une couleur rouille et contiennent des amas de pyrite±pyrrhotite±chalcopryrite incrustés dans du quartz.

Le faciès de brèche de coulée forme généralement des horizons de quelques centimètres d'épaisseur au sommet des coulées coussinées. Toutefois, à l'est du mont Bruneau, la puissance de ce faciès atteint 40 m. Les fragments mafiques (1–25 cm) gris pâle à gris moyen sont subarrondis à anguleux et jointifs. Le ciment interstitiel de la brèche est ankéritisé et contient des fragments millimétriques de lave mafique. La bréchification favorise l'altération; une silicification hydrothermale se superpose à la chloritisation et l'albitisation donne aux fragments une texture pseudogabbroïque. Des veinules millimétriques de quartz±calcite et de chlorite d'orientation irrégulière recourent la brèche.

Roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques

Les unités de tuf, de tuf à lapillis fin à grossier et de brèche forment des lentilles de faible épaisseur (±10 m) dont l'extension latérale est-ouest ne dépasse pas 500 m. Ces lentilles s'interdigitent dans les coulées de lave mafique, surtout à la base du Membre de Bruneau. Au sud du mont Bruneau, les unités de tuf à lapillis fin à grossier et de brèche

contiennent des clastes jointifs. Certains lapillis, blocs et bombes ont une couleur beige à blanche, suggérant une composition felsique (fig. 9a). Les lapillis mafiques vert foncé sont généralement plus petits. Quelques échardes de verre se distinguent d'une matrice de chlorite±séricite avec leurs pointes étirées parallèlement à la schistosité régionale.

Tuf à lapillis et brèche felsiques, horizon ferrugineux et tuf laminé silicifié

À la mine Bruneau, une séquence de roches volcanoclastiques encaissant deux horizons ferrugineux ainsi qu'une zone silicifiée a pu être cartographiée sous terre et en surface sur près de 200 m. La base de cette séquence, sur une épaisseur de 5 m, est composée par une unité de tuf à lapillis moyen à grossier et de brèche, qui est recoupée par un filon-couche gabbroïque. Le tuf lité présente un granoclasement normal vers le nord. La couleur gris pâle à blanche des clastes subarrondis à anguleux (70 %, <1–25 cm) suggère une composition felsique. La matrice gris-vert est chloritisée et montre une altération hydrothermale à épidote.

Deux horizons ferrugineux de 40 et 80 cm d'épaisseur sont séparés par 2 m de tuf silicifié. Le premier horizon ferrugineux repose en contact de dépôt sur les unités de tuf à lapillis et de brèche à fragments de composition felsique (fig. 9b). Il se compose de magnétite, de pyrite et de chalcopryrite à texture rubanée. La magnétite domine alors que le contenu en pyrite est d'environ 5 %. Le second horizon de formation de fer est similaire par sa composition, et son contact supérieur franc marque le passage aux laves andésitiques coussinées. Entre les deux horizons de formation de fer, se trouve un tuf silicifié (fig. 9c). Chaque lit (2–3 cm) est gris à la base et devient beige au sommet.

Rhyodacite sphérolitique

Une lentille de rhyodacite d'une puissance d'environ 140 m délimite localement le sommet du Membre de Bruneau (Leclerc et al., 2007). Cette rhyodacite est injectée à sa base par le Filon-couche de Smith et montre un contact sommital concordant avec le grès de la Formation de Blondeau. La rhyodacite possède des sphérules millimétriques de couleur grise à blanche (fig. 9d). Près de la zone de contact supérieure, la rhyodacite contient des bandes centimétriques de sphérules dont la taille diminue (de 5 à 1 mm) vers le contact avec la Formation de Blondeau. La chlorite noire se trouve dans un réseau de fractures conjuguées perpendiculaire au contact. On en trouve aussi dans des zones de brèche orientées parallèlement au litage, de même que dans l'espace interstitiel entre certaines sphérules.

Intrusions subvolcaniques de la Formation de Gilman

Les intrusions subvolcaniques comptent pour 25 % de l'épaisseur de la Formation de Gilman (estimée à 3600 m; Allard, 1976). Elles sont composées de filons-couches d'épaisseur variable (maximum de 800 m) possédant une extension latérale de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Les filons-couches se sont injectés de façon aléatoire dans la colonne stratigraphique, depuis la Formation d'Obatogamau jusque dans la Formation de Blondeau. Les filons plus épais comprennent des faciès témoignant d'une différenciation poussée, comme c'est le cas des filons-couches de Smith et de Godfather, qui seront décrits plus en détail. Les intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspath sont restreintes en épaisseur et en extension latérale à quelques dizaines de mètres. Elles sont discordantes ou concordantes et sont concentrées dans la portion supérieure de la Formation de Gilman.

Filon-couche de Smith

Le Filon-couche de Smith (Horscroft, 1957) s'est injecté dans la partie sommitale du Membre de Bruneau, à 2,5 km au nord-est de Chibougamau (fig. 4). C'est une intrusion différenciée de 2 km sur 1 km, avec une base pyroxénitique, un cœur gabbroïque et un sommet de gabbro quartzifère et de ferrogabbro. Une zone très foliée oblitère le contact basal du filon-couche avec la rhyodacite sphérolitique encaissante. La clinopyroxénite basale a environ 20 m d'épaisseur. La clinopyroxénite noir verdâtre est massive, homogène et possède un grain fin à moyen. Le contact avec les unités de gabbro sus-jacentes n'est pas exposé. Du gabbro mélanocrate à mésocrate constitue le cœur du filon-couche (Horscroft, 1957). Une texture ophitique à subophitique est mise en évidence par l'altération des cristaux de clinopyroxène vert en chlorite et actinote. Dans la portion sommitale du filon-couche, le gabbro mésocrate à leucocrate est subophitique et plus grossier. Il est localement pegmatitique et quartzifère, avec une texture granophyrique (jusqu'à 29 % de quartz; Horscroft, 1957). Du ferrogabbro mélanocrate à grain fin marque le contact intrusif avec la rhyodacite sphérolitique du Membre de Bruneau, un contact qui est aussi oblitéré par une zone de foliation intense. Les roches gabbroïques du Filon-couche de Smith sont recoupées par un réseau de veinules millimétriques à centimétriques de chlorite±épidote. Les failles nord-sud, nord-ouest-sud-est et nord-est-sud-ouest montrent une forte altération à épidote. Dans ces zones, la magnétite devient localement massive et renferme des filonets de pyrite et de chalcopryrite. Les réseaux de fractures associés aux failles contiennent des veinules millimétriques de magnétite et de sulfures (pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite). Les unités de gabbro et de pyroxénite renferment aussi une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite.

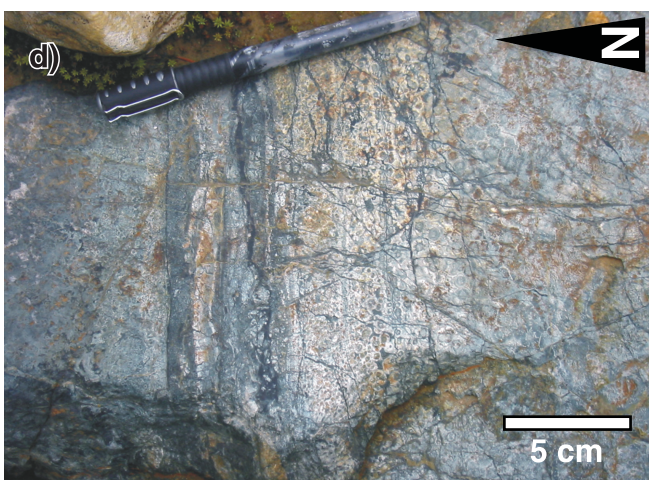
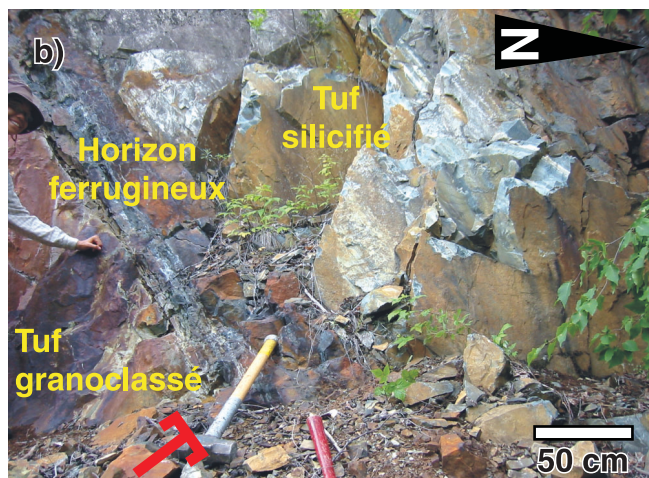


Figure 9. Illustrations du Membre de Bruneau (a–d) et des minéralisations (e–f) de la Formation de Gilman. **a)** Tuf à lapillis et brèche felsiques, mine Bruneau, au nord-est de Chibougamau. **b)** Horizon ferrugineux à magnétite-pyrite en contact de dépôt avec une unité de tuf à lapillis et de brèche felsiques, au-dessous, et un tuf silicifié, au-dessus, mine Bruneau, au nord-est de Chibougamau. **c)** Détail du tuf silicifié recouvrant l'horizon ferrugineux, mine Bruneau, au nord-est de Chibougamau. **d)** Rhyodacite sphérolitique, à l'ouest du mont Bruneau. **e)** Tuf à lapillis à altération à séricite, avec une matrice pyriteuse, à l'est du lac Wawbano. **f)** Fractures à épidote et magnétite orientées nord–nord-ouest—sud–sud-est recoupant l'extension de l'horizon ferrugineux illustré à la figure 9b ainsi que des laves mafiques silicifiées, mine Bruneau, au nord-est de Chibougamau.

Filon-couche de Godfather

Le Filon-couche de Godfather s'étend sur plus de 6 km à l'est du lac Gilman, parallèlement au grain tectonique régional (fig. 4). Il recoupe les laves mafiques du Membre de David et délimite, dans sa portion est, le contact entre les membres de David et d'Allard. Il est principalement composé de gabbro subophitique mélanocrate ou mésocrate, avec un grain moyen à fin. La couleur varie de gris à vert foncé, résultat de la chloritisation. Le sommet de ce filon-couche est formé de ferrogabbro ophitique noir à cristaux de magnétite et de lattes de plagioclase beige verdâtre. Les cristaux de magnétite-ilménite (20–25 %) sont partiellement altérés en titanite et leucoxène. Les unités de gabbro et de ferrogabbro contiennent de la pyrite disséminée (<1 %). L'altération à épidote et à ankérite est liée à la circulation de fluides hydrothermaux. Des veinules millimétriques de quartz-épidote recoupent les unités de gabbro et de ferrogabbro. Des veines de largeur centimétrique à décimétrique de quartz-tourmaline-épidote-calcite (ankérite)-séricite-chlorite à texture antitaxiale et une minéralisation disséminée de pyrite-chalcopryrite aurifère se trouvent dans les zones de cisaillement orientées nord-ouest-sud-est.

Intrusions porphyriques à phénocristaux de plagioclase±quartz

Les intrusions porphyriques se trouvent dans toutes les formations du Groupe de Roy, mais se concentrent davantage dans le secteur du mont Bruneau (McPhee et Windfield, 1976; Trudeau, 1981). Les intrusions porphyriques contiennent des phénocristaux de plagioclase±quartz. Les intrusions porphyriques se regroupent en deux catégories : elles sont soit concordantes à la stratigraphie et au grain tectonique régional, soit discordantes et orientées nord-ouest-sud-est, nord-sud ou nord-est-sud-ouest (Trudeau, 1981). Dans le secteur du mont Bruneau, les intrusions porphyriques d'orientation nord-ouest-sud-est et nord-sud dominant, alors que sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau, les intrusions sont plutôt concordantes (Couture, 1986; Bélanger, 1979). Les phénocristaux de plagioclase (2–3 mm, 30–35 %) sont plus nombreux que ceux de quartz (2–10 mm, 3–7 %). La matrice foliée à grain fin ou moyen de couleur beige est souvent transformée en schiste à séricite. La roche compétente est fracturée et le contact intrusif avec les laves mafiques encaissantes est franc ou irrégulier, localement avec des fragments des roches encaissantes. La minéralisation (pyrite-pyrrhotite) est disséminée ou associée à des veines de quartz lenticulaires d'une épaisseur moyenne de 20 à 30 cm pour une longueur moyenne de 1 m, avec des teneurs atteignant localement plus de 30 g/t Au et 70 g/t Ag (Evans, 1991; Rioux, 2004).

POTENTIEL ÉCONOMIQUE DE LA FORMATION DE GILMAN

Cette section passe en revue les différents types de minéralisation de la Formation de Gilman. La minéralisation de pyrite-pyrrhotite-sphalérite-chalcopryrite apparaît sous forme d'amas stratiformes (type A), de remobilisations dans les zones de fracture et de faille précoces (type B) et de disséminations (type C). L'anomalie du lac Wawbano, le nouvel indice B6258 (à l'est du lac Lempira) et la nouvelle anomalie 6010 (baie Proulx) sont des minéralisations de type A. La mine Bruneau présente des minéralisations des types A et B. Plus récemment, la structure Brosman (Pouliot, 1999, Côté-Mantha, 2006) a été reconnue comme une minéralisation de type B associée à un couloir de déformation nord-sud.

Anomalie du lac Wawbano

Cette anomalie en Cu (580 ppm, échantillon choisi) est située à la base du Membre de David, 1,3 km au nord de la mine Portage, à l'est du lac Wawbano (fig. 4). Elle a été identifiée lors d'une série de décapages effectués au début des années 1990 par la société Westminer Canada Ltd. afin de comprendre les relations de contact d'unités observées sous terre à la mine Portage. Les formations de fer ont été attribuées au faciès de Portage de la Formation de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, cette zone délimitée par des cisaillements renferme des plis isoclinaux à trace axiale est-ouest et représente un domaine structural complexe où le contexte stratigraphique reste obscur. Le décapage est localisé sur le flanc nord d'un petit anticlinal qui ramène localement les polarités vers le nord. Le sud du décapage (base de la coupe) est caractérisé par un tuf à lapillis grossier folié avec une matrice pyriteuse (fig. 9e). Les lapillis séricitisés de couleur beige suggèrent une composition intermédiaire. Le tuf à lapillis est recouvert par une unité de chert pyriteux. Des laves mafiques chloritisées et séricitisées avec des rubans millimétriques de pyrite occupent la partie nord du décapage. Environ 30 m au sud-ouest, une formation de fer rubanée à magnétite (55 %), chlorite (30 %) et pyrite (15 %), avec des traces de chalcopryrite, est encaissée dans une zone de laves mafiques foliées, magnétiques et très chloritisées. La foliation et les plis isoclinaux orientés est-ouest sont associés à la déformation régionale et recoupés par des plis ouverts et des zones de cisaillement à déformation fragile à ductile orientés nord-sud. La minéralisation est localement remobilisée dans les charnières de plis et les zones de cisaillement à déformation fragile à ductile. Les minéralisations de type A dans les unités de tuf, de chert et de formation de fer, les altérations à chlorite et à séricite ainsi que les teneurs anormalement élevées en manganèse (jusqu'à 5740 ppm) relevées à l'indice du lac Wawbano suggèrent un environnement exhalatif favorable aux amas sulfurés volcanogènes.

Indice B6258

Nous avons découvert ce nouvel indice (1530 ppm Cu, échantillon choisi) dans le Membre de David, moins de 100 m au sud des roches volcanoclastiques du Membre d'Allard, 1 km à l'est du lac Lempira (fig. 4). Les lamines de pyrite, de chalcopryrite, de calcite et de quartz espacées de 6 à 8 mm dans les laves mafiques forment un horizon exhalatif (minéralisation de type A). Environ 10 m au sud, une zone de schiste à séricite-chlorite-ankérite marque le contact entre les laves mafiques et un filon-couche gabbroïque. La foliation et les plans axiaux des plis isoclinaux d'orientation est-nord-est-ouest-sud-ouest associés à la déformation régionale sont repris par des plis ouverts à serrés à plans axiaux orientés 060°. Cet indice coïncide avec des anomalies aéromagnétiques similaires à celles identifiées plus au nord par des sociétés d'exploration minière (Hamilton, 1977; Tremblay, 1982), dans des unités de tuf à lapillis dacitique contenant 20–25 % magnétite, 5–7 % pyrrhotite, des unités de tuf chertoux contenant 1–2 % de fractures en réseaux (« stringers ») de pyrite-pyrrhotite (localement jusqu'à 30 % de pyrrhotite) et des unités de tuf graphitique contenant 5–7 % pyrite et 1–4 % pyrrhotite (Tremblay, 1982). Des forages ont révélé des teneurs allant jusqu'à 8 g/t Au, 0,18 % Cu, 8 g/t Ag, 7,85 % Zn et 1,1 % Pb (Hamilton, 1977; Tremblay, 1982).

Anomalie Baie Proulx 6010

Cette nouvelle anomalie se situe dans le sud du secteur de la mine Bruneau, dans de la rhyodacite présente au sommet du Membre d'Allard. La zone minéralisée (212 ppm Cu) affleure sur une surface de 20 m sur 3 m, avec l'axe long orienté dans une direction 020°. Au nord, un gabbro folié, mésocrate et subophitique à clinopyroxène rétomorphosé en chlorite-actinote recoupe la rhyodacite finement grenue à phénocristaux de quartz étirés dans le plan de la foliation régionale. Vers le sud, de la pyrite disséminée (<1 %) apparaît et l'altération rouille s'intensifie. Elle obscurcit les relations de contact avec un chert rubané exposé sur 2 m. Une surface fraîche permet de voir des lamines (1–2 mm) de pyrite, de sphalérite et de chalcopryrite à l'intérieur du chert. De la rhyodacite est exposée au sud, suggérant une forme lenticulaire pour le chert. McPhee et Windfield (1976) ont mentionné l'existence de zones minéralisées semblables sur le même horizon stratigraphique, vers le nord-est. Cet horizon avec des lentilles de chert minéralisé pourrait représenter un contexte exhalatif (minéralisation de type A) favorable au développement de gîtes de sulfures massifs volcanogènes.

Mine Bruneau

Les minéralisations de la mine Bruneau, mises à jour par le prospecteur Olaf Breive en 1926, font partie des premières découvertes de l'histoire minière de Chibougamau (McPhee et Windfield, 1976). Entre 1965 et 1967, la mine a produit 68 805 t de minerai titrant 1,51 % Cu, 9,92 g/t Ag et 0,544 g/t

Au (McPhee et Windfield, 1976). La mine Bruneau est située sur le mont Bruneau, au sein d'une séquence formée de laves mafiques coussinées, d'une succession de filons-couches gabbroïques et d'une mince lentille de roches volcanoclastiques (fig. 4). Le contexte lithologique a été favorable au développement de deux types de minéralisation (Prochnau, 1968, Trudeau, 1981). Environ 10 % de la minéralisation exploitée se situe au contact d'un gabbro et d'un tuf à lapillis et à blocs (minéralisation de type A). Sous terre, la minéralisation de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite finement disséminée est contenue dans deux zones silicifiées riches en épidote (Prochnau, 1968). Ces zones altérées plongent vers le sud-est, parallèlement à l'axe de plis coniques qui limitent l'extension de la minéralisation en profondeur. La déformation régionale a provoqué l'ondulation de l'axe des plis et concentré la minéralisation dans la partie supérieure de deux zones à plus faible plongement (Prochnau, 1968). En surface, près de la nouvelle sortie d'urgence de la mine (située à quelques dizaines de mètres de l'entrée principale), des horizons ferrugineux à magnétite+pyrite+chalcopryrite intercalés avec du chert surmontent le tuf (fig. 6c), suggérant une extension latérale de la minéralisation, parallèlement à la stratigraphie.

L'essentiel de la minéralisation exploitée à la mine (environ 90 %) se trouve dans des veines de pyrite-chalcopryrite massives associées à des fractures précoces et des zones de failles à pendage subvertical orientées nord-nord-ouest-sud-sud-est à nord-sud (minéralisation de type B). La chronologie de la mise en place des veines à la mine Bruneau n'a pas été étudiée en détail jusqu'à maintenant. La densité de veines minéralisées et l'épaisseur de celles-ci est fonction de la compétence relative des unités lithologiques. Les laves mafiques plus hétérogènes avec leurs structures primaires (coussins, brèches, vésicules) sont moins compétentes. La minéralisation s'y présente sous forme de veinules millimétriques à centimétriques dispersées. Le gabbro plus homogène a permis le développement de fractures régulièrement espacées et plus rapprochées où les teneurs sont plus élevées (Prochnau, 1968). Selon Trudeau (1981), les zones de déformation nord-nord-ouest-sud-sud-est sont liées à l'intrusion du pluton de Chibougamau lors de la formation du synclinal régional et ont servi de conduits pour la mise en place des dykes felsiques. Les fluides minéralisateurs ont aussi emprunté ce même réseau de faiblesse lors d'une réactivation ultérieure. Les laves mafiques à l'intérieur de la mine montrent les effets d'une intense altération hydrothermale. La silicification oblitère partiellement les textures primaires. De l'épidote en amas irréguliers se superpose à la silicification. Les fractures se caractérisent par une bordure externe de silice, alors que leur cœur est composé d'épidote à laquelle est associée la minéralisation. Sur un affleurement adjacent à la mine Bruneau, la patine blanche des coussins basaltiques témoigne d'une silicification diffuse. Les bordures des coussins sont épidotisées et contiennent une minéralisation de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite. L'épidote se trouve aussi dans les amygdules des coussins et dans les zones de fractures orientées nord-nord-ouest-sud-sud-est

où elle est localement associée à de la magnétite (fig. 9f). L'altération de couleur rouille suggère une remobilisation de la minéralisation depuis les structures volcaniques primaires (bordures des coussins). Cette relation de recoupement entre les fractures minéralisées nord–nord-ouest—sud–sud-est et les coussins étirés est–ouest indique une origine antétectonique conforme à l'interprétation de Trudeau (1981).

Structure Brosman

La structure Brosman affleure bien grâce aux décapages réalisés par SOQUEM (Pouliot, 1999) sur le contact nord-ouest du Filon-couche de Smith, à l'ouest du mont Bruneau (fig. 4). Elle comprend une zone sud à minéralisation aurifère et une zone nord à minéralisation polymétallique (Au-Ag-Cu). La portion sud du décapage montre le gabbro subophitique mésocrate sous des coulées de lave mafique massives, coussinées et bréchiques du Membre de Bruneau (altération à chlorite, à quartz et à micas blancs), lesquelles sont recouvertes par les unités de siltstone cherteux et laminé de la Formation de Blondeau. Au nord, un gabbro localement très magnétique montrant une altération à chlorite-albite-carbonate vient recouper les unités de siltstone cherteux. La minéralisation de la zone aurifère au sud apparaît sous forme de disséminations ainsi que dans des réseaux de veines à magnétite±pyrite±chalcopyrite (« stringers ») dispersés où elle atteint ses plus fortes teneurs (jusqu'à 14,2 g/t Au; Côté-Mantha, 2006). La minéralisation de la zone polymétallique au nord se concentre dans des zones très foliées de 4 à 5 m de largeur. Elle titre jusqu'à 5,32 g/t Au, 103 g/t Ag et 7,55 % Cu (Côté-Mantha, 2006). Tout comme à la mine Bruneau, les structures minéralisées sont d'origine antétectonique.

CONCLUSION

Sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, la Formation de Gilman comprend trois membres :

1. le Membre de David, à la base, comprend du basalte et du basalte andésitique d'affinité tholéiitique, en coulées massives et coussinées, avec quelques horizons de brèche et d'hyaloclastite;
2. le Membre d'Allard est d'affinité calco-alcaline, avec des unités de tuf à lapillis et de brèche de composition intermédiaire, de tuf à cristaux de plagioclase, de rhyodacite et une quantité mineure de basalte andésitique;
3. le Membre de Bruneau se compose de basalte et de basalte andésitique d'affinité tholéiitique, en coulées massives et coussinées, avec quelques lentilles de roches volcanoclastiques.

Il est possible que ces subdivisions puissent être extrapolées au flanc sud du Complexe du lac Doré où les membres supérieur et inférieur de la Formation de Gilman ont aussi été reconnus (Roy et al., 2006).

Le contexte lithologique de la mine Bruneau nécessite un examen plus approfondi, notamment le contact des unités de tuf à lapillis et de brèche felsiques avec les horizons ferrugineux (minéralisations de type A), qui représente un haut potentiel économique (Prochnau, 1968). D'autres horizons exhalatifs significatifs dans le Membre d'Allard (baie Proulx) et dans le Membre de David (lac Wawbano, est du lac Lempira) pourraient être associés à des amas sulfurés volcanogènes.

REMERCIEMENTS

Nos travaux ont grandement bénéficié de l'aide de Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) et de Patrick Mercier-Langevin (CGC Québec). Nous remercions également Eva Fischer. Ces travaux ont été financés par la Commission géologique du Canada et le ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (Initiative géoscientifique ciblée 3 – Abitibi), le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et le Fond québécois de recherche sur la nature et les technologies (FQRNT).

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O., 1976. Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-368, 446 p.
- Allard, G.O., Caty, J.-L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A. et Baker, D., 1979. Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau; Association géologique du Canada–Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle conjointe, Québec 1979, Excursion B1, Livret-guide, 95 p.
- Allard, G.O., Caty, J.-L. et Gobeil, A., 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area; *in* Evolution of Archean Supracrustal Sequences, (ed.) L.D. Ayres, P.D. Thurston, K.D. Card, and W. Weber; Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 55–63.
- Barrett, B.J. et MacLean, W.H., 1999. Volcanic Sequences, Lithochemistry, and Hydrothermal Alteration in Some Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems; *in* Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits : Processes and Examples in Modern and Ancient Settings , (ed.) T.C. Barrie and M.D. Hannington; Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology, v. 8, p. 101–131.
- Bélanger, J., 1979. Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 83 p.
- Cadéron, S., 2003. Interprétation tectonométamorphique du nord de la Province du Supérieur, Québec, Canada; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 343 p.
- Caty, J.-L., 1979. Géologie de la demie-est du canton de Richardson; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-678, 22 p.

- Chown, E.H., Daigneault, R., Müeller, W. et Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2211–2225.
- Cimon, J., 1977. Quart sud-est du canton de Queylus; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-448, 33 p.
- Côté-Mantha, O., 2006. The polymetallic mineralization system of the Line Lake area: Brosman structure, Siscoe showing, TR1287-02-08 showing and Radar Dome showing; Section 4B *in* Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux, Section (éd.) P. Pilote; Association géologique du Canada–Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle conjointe, Montréal 2006, Excursion B1, Livret-guide, p. 109–119.
- Couture, J.-F., 1986. Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du canton de Roy, Chibougamau, Québec; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 138 p.
- Daigneault, R., 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-province archéenne de l’Abitibi, Québec; Thèse de doctorat, Université Laval, Sainte-Foy, Québec, 352 p.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1987. Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau; Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, DV 87-25, p. 57–73.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – Sous-province de l’Abitibi); Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1996. Géologie de la région de Chibougamau; Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO 87-05, 1 carte, échelle 1/300 000, modifiée en 1996.
- Dimroth, E., Müller, W., Rocheleau, M., Archer, P., Jutras, M., Piché, M., Simoneau, P., Carignan, J., Chown, E.H., Guha, J., Goulet, N., Allard, G.-O., Franconi, A. et Gobeil, A., 1983. Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d’Opémisca, région de Chibougamau-Chapais, *in* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l’Abitibi: état des connaissances; Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d’information 1983, DV 83-11, p. 21–33.
- Duquette, G. et Mathieu, A., 1966. Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie, comté d’Abitibi-est; Ministère des Richesses naturelles du Québec, RP-551, 22 p.
- Evans, L., 1991. Westminer Canada Limited, Exploration Division, Chibougamau, Report on the October, 1990, striping, mapping and sampling program on the Lake Waconich south property; Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, GM-50431, 6 p.
- Hamilton, W., 1977. Campbell Chibougamau Mines Ltd., Roy Project, Main Block, 1977 Exploration Program, Progress Report; Ministère des Richesses naturelles du Québec, GM-33409, 75 p.
- Henry, R.L. et Allard, G.O., 1979. Formation de fer du lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-593, 90 p.
- Horscroft, F.D.M., 1957. The petrology of a gabbroic sill in the volcanic series of Roy and McKenzie townships, Chibougamau region, Quebec; Ph. D. thesis, McGill University, Montréal, Quebec, 170 p.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637–649. doi:10.1016/0016-7037(82)90165-X
- Lafrance, B., Müeller, W.U., Daigneault, R. et Dupras, N., 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada; *Precambrian Research*, v. 101, p. 277–311. doi:10.1016/S0301-9268(99)00092-3
- Lafrance, B., Brisson, T., McNichols, D. et Lambert, G., 2006. Ressources Cogitore Inc., Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine.; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rGM-62564, 334 p.
- Leclerc, F., Bedard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V., Roy P., Houle, P. et Goulet, N., 2007. Nouveaux résultats cartographiques, géochimiques et géochronologiques dans la région de Chibougamau : Implication pour le cadre stratigraphique et l’exploration pour les métaux de base, projet IGC-3 Abitibi; Québec Exploration 2007, Résumé des conférences et des photoprésentations, p. 36, <<http://www.quebecexploration.qc.ca/2007/exposition-167.asp>> [consulté le 16 décembre 2008].
- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D.W. et Baillargeon, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada; *Precambrian Research*, v. 115, p. 187–221. doi:10.1016/S0301-9268(02)00010-4
- Ludden, J., Francis, D.M. et Allard, G.O., 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt; *in* Chibougamau - Stratigraphy and mineralization, (ed.) J. Guha and E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 20–34.
- McPhee, D.S. et Windfield, B. 1976. Rouanda Mining Co. Ltd., Bruneau Mining Corp., Chibougamau Quebec Property, Geological Report 1975–1976; Ministère des Richesses naturelles du Québec, GM-32509, 63 p., 7 cartes.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau – Matagami – Joutel region; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 11–28.
- Myers, J. S. 1985. Stratigraphy and structure of the Fiskenaesset complex, southern West Greenland; *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, v. 150, 72 p..
- Palme, H. et O’Neill, S.C., 2003. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition; *in* Treatise on Geochemistry, volume 2, (ed.) H.D. Holland and K.K. Turekian; Elsevier, Amsterdam, p.1–38.
- Picard, C. et Piboule, M., 1986. Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l’ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 1- Le groupe basal de Roy; *Journal canadien des sciences de la Terre*, vol. 23, p. 561–578.

- Pilote, P., Dion, C., Joannis, A., David, J., Machado, N., Kirkham, R.V. et Robert, F., 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet: implications géotectoniques; *in* Vers de nouvelles découvertes, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1997; Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 97-03, p. 47.
- Poitras, A., 1984. Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, région de Chibougamau-Chapais, Québec; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 159 p.
- Pouliot, J.-F., 1999. SOQUEM, Rapport annuel d'exploration 1998-1999, District de Chibougamau, Secteur Chibougamau, Propriété Brosman (1230); Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-57406, 310 p.
- Prochnau, J., 1968. Rosario Exploration Company, Report on 1968 Exploration Program, Bruneau Mine Property, McKenzie Township, Quebec; Ministère des Richesses naturelles du Québec, GM-23776, 29 p.
- Racicot, D., 1980. Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 758, 20 p.
- Racicot, D., 1981. Géochimie et métallogénie des parties occidentale et centrale du pluton de Chibougamau (comté d'Ungava); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 834, 30 p.
- Rioux, L., 2004. Exploration Typhon Inc., Rapport de travaux d'exploration 2004, Propriétés McCorkill et Monexco, Camp minier de Chibougamau (SNRC 32 G/16, 32 H/13, 32 I/04 et 32 J/01); Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, GM-61589, 68 p.
- Rivers, T. et Corrigan, D., 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 359–383.
- Roy, P., Houle, P., Cheng, L.Z., Fallara, F., Girard, J., Lafrance, B., Pilote, P. et Riverin, G., 2006. Avancement de la modélisation 3D, phase 1 : gîtologie du flanc sud du Complexe du lac Doré, district minier de Chibougamau; Québec Exploration 2006, Résumé des conférences et des photoprésentations, p. 27, <<http://www.quebecexploration.qc.ca/2006/exposition-photopresentation-152-153.asp>> [consulté le 21 novembre 2008].
- Smith, J.R. et Allard, G.O. 1960. Moitié sud du canton de McKenzie, district électoral d'Abitibi-est; Ministère des Mines du Québec, RG 095, 71 p.
- Tremblay, A., 1982. Camchib Resources Inc., Report on the Lempira Group, Roy Project; Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-39381, 27 p.
- Trudeau, Y., 1981. Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau, Québec; Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 136 p.

Projet X92-TG6003 de la Commission géologique du Canada