

# MM 91-02

GEOLOGIE ET COMPILATION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE CHAPAIS

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Géologie et compilation géologique de la région de Chapais

Rémy Morin

MM 91-02



# **Géologie et compilation géologique de la région de Chapais**

**Rémy Morin**

**MM 91-02**

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST  
Chef : A. Simard

Accepté pour publication le : 93-01-05

Lecteurs critiques :

M. Hocq

Édition :

Georex — F. Dompierre

Page couverture :

Lave coussinée de la Formation de Gilman  
(photo : R. Morin)

Le présent projet est financé par Ressources naturelles  
Canada et le ministère des Ressources naturelles du  
Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-  
Québec sur le développement minéral.

Dépôt légal — Bibliothèque nationale du Québec 1994  
ISBN 2-551-13282-7  
© Gouvernement du Québec

## RÉSUMÉ

La région cartographiée (feuille topographique 32G/15) est située à 35 km au SE de Chibougamau et comprend la ville de Chapais. Les roches de la région font partie de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami. L'assemblage volcanosédimentaire est divisé en deux groupes : le Groupe de Roy, à la base, et le Groupe d'Opémisca, au sommet. Le Groupe de Roy comprend les formations d'Obatogamau (incluant le Membre de Chrissie), de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Bordeleau, et le Groupe d'Opémisca, les formations de Daubrée, de Stella et d'Haüy. Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par plusieurs intrusions : les complexes de Lac Doré et de Cummings, les plutons de Chibougamau, de Presqu'île et d'Opémisca et les intrusions de leucogabbro du lac Springer. Le complexe de Cummings, dans le secteur de Chapais, est l'hôte des gisements de cuivre, d'or et d'argent de Minnova.

Les roches de la région ont été déformées lors de l'orogénèse kenoréenne et sont métamorphisées au faciès des schistes verts. Les principales structures observées sont : le synclinal de Chapais, l'anticlinal et le synclinal de Chibougamau, la faille Kapunapotagen, la faille Faribault et la faille Gwillim.

Outre les anciennes mines Springer, Perry, Cooke et Robitaille de Minnova, on trouve dans la région de nombreux indices de métaux usuels et de métaux précieux dont, entre autres, les gîtes polymétalliques de Scott et du lac Laura.



# Table des matières

	Page
<b>GÉNÉRALITÉS</b> .....	1
Objectifs .....	1
Localisation et accès .....	1
Physiographie et hydrographie .....	1
Contexte géologique régional .....	1
Travaux antérieurs .....	3
Méthode de travail .....	5
Remerciements .....	5
<b>STRATIGRAPHIE</b> .....	7
Groupe de Roy .....	8
Formation d'Obatogamau (Ob) .....	8
Membre de Chrissie (Ch) .....	9
Formation de Waconichi (Wa) .....	9
Formation de Gilman (Gi) .....	9
Formation de Blondeau (Bl) .....	11
Formation de Bordeleau (Bd) .....	11
Groupe d'Opémisca .....	12
Formation de Daubrée (Da) .....	12
Formation de Stella (St) .....	12
Formation d'Haüy (Ha) .....	13
Corrélations entre les Formations du Groupe de Roy et du Groupe d'Opémisca de la région étudiée avec celles des secteurs avoisinants .....	14
<b>ROCHES INTRUSIVES</b> .....	15
Complexe de Lac Doré (Cld) .....	15
Complexe de Cummings (Bo, Ve et Ro) .....	15
Pluton de Chibougamau (Chi) .....	16
Pluton de Presqu'île (Pi) .....	16
Pluton de Rush (Ru) .....	17
Intrusions gabbroïques .....	17
Intrusions gabbroïques du lac Springer (Ls) .....	17
Intrusions gabbroïques du lac Trenholme (Lt) .....	19
Pluton d'Opémisca (Op) .....	19
Pluton de Rush (Ru) .....	19
Dyke de diabase (I3B) .....	20

<b>GÉOLOGIE STRUCTURALE</b> .....	21
Les plis .....	21
Schistosité régionale S <sub>2</sub> .....	21
Les failles .....	21
Faille Kapunapotagen .....	21
Faille Faribault .....	21
Faille Antoinette .....	22
Faille du lac Sauvage .....	22
Failles Gwillim et Chibougamau Copper .....	22
Faille Laura .....	22
Faille Scott .....	22
Failles Barlow et Leclerc .....	23
Autres cassures .....	23
Interprétation structurale .....	23
Géophysique .....	25
<b>GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE</b> .....	27
Description des zones minéralisées .....	27
Ancienne mine Springer .....	27
Ancienne mine Perry .....	27
Ancienne mine Robitaille .....	27
Ancienne mine Cooke .....	27
Gîte Selco .....	28
Gîte du lac Laura .....	28
Autres indices .....	28
Interprétation gîtologique .....	28
<b>CONCLUSION</b> .....	35
<b>RÉFÉRENCES</b> .....	37
<b>ANNEXES</b> .....	
I — Composition des roches de la région étudiée .....	41
II — Liste des forages (SNRC 32G/15) .....	51
<b>HORS-TEXTE</b> .....	
Carte n° 2156A – Géologie de la région de Chapais (32G/15) à l'échelle de 1 : 50 000 (carte de synthèse)	
Carte n° 2156B – Géologie de la région de Chapais (32G/15-200-0101) à l'échelle de 1 : 20 000 (carte de détail)	
Carte n° 2156C – Géologie de la région de Chapais (32G/15-200-0102) à l'échelle de 1 : 20 000 (carte de détail)	
Carte n° 2156D – Géologie de la région de Chapais (32G/15-200-0201) à l'échelle de 1 : 20 000 (carte de détail)	
Carte n° 2156E – Géologie de la région de Chapais (32G/15-200-0202) à l'échelle de 1 : 20 000 (carte de détail)	
Carte n° 2156F – Géologie de la région de Chapais (32G/15) à l'échelle de 1 : 50 000 (coupes A-A', B-B', et C-C')	



## Objectifs

La présente étude, le projet Lévy, s'inscrivait dans le cadre de la révision de la carte géologique couvrant le feuillet 32G/15. Elle avait pour objectifs d'intégrer les différentes lithologies au modèle stratigraphique régional et d'examiner les indices minéralisés. Elle devait déboucher sur une analyse structurale.

## Localisation et accès

La région cartographiée et compilée (figure 1) est située à 35 km au SE de Chibougamau et comprend la ville de Chapais. Cette région, d'une superficie de 1 000 km<sup>2</sup>, est comprise entre les longitudes 74°30' et 75°00' et les latitudes 49°45' et 50°00'. Elle correspond au feuillet 32G/15 du découpage SNRC. Elle englobe les cantons de Lévy, de Cuvier, de Scott, de Barlow et le quart SE du canton d'Opémisca ainsi que le quart NE du canton de Daubrée.

La région est accessible par la route 113 qui traverse le secteur cartographié d'est en ouest, par la route gravellée 209 orientée N-S et par de nombreux chemins secondaires. Des réseaux de lignes coupées facilitent également l'accès dans le secteur minier de Chapais.

## Physiographie et hydrographie

Le relief du territoire étudié est peu accidenté ; l'altitude moyenne est de 385 m au-dessus du niveau de la mer. Les points culminants sont le mont Springer (545 m), au sud, et le mont Opémisca (540 m), au nord. La région est parsemée de marécages, de petites collines rocheuses et de monticules glaciaires allongés dans une direction SW.

Les reliefs, héritage du Pléistocène, consistent principalement en moraines de De Geer, en drumlins et en un dépôt fluvio-glaciaire (Martineau, 1984). Les moraines orientées SE et les drumlins orientés SW sont constitués de matériaux dont la granulométrie varie de l'argile aux gros cailloux. Un dépôt fluvio-glaciaire (zone d'épandage subaquatique) sablonneux suit la dépression formée le long de la faille Gwillim orientée SW. Ce dépôt s'étend sur une distance de plus de 20 km, depuis le sud du lac Springer, au sud de la région, jusqu'au sud du lac Gwillim, dans le canton de Barlow. Des cuvettes (*kettles*), d'origine glaciaire, sont parsemées le long du dépôt fluvio-glaciaire. Tous les dépôts glaciaires de la région ont été soumis à l'activité éolienne après le retrait des glaces. Des mesures effectuées sur des champs de dunes parabo-

liques (Martineau, 1984) dans le canton de Scott indiquent des vents à prédominance NW.

Les eaux de la région sont drainées dans les lacs Opémisca et Scott, qui sont des élargissements de la rivière Chibougamau, et s'écoulent vers la baie James. Dans le secteur SW de la région, les eaux se déversent dans la rivière Obatogamau, un affluent de la rivière Chibougamau.

## Contexte géologique régional

Les roches archéennes de la région de Chapais (figure 2) font partie de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami comprise dans la province du Supérieur. Dans la région de Chibougamau-Chapais, l'assemblage volcanique et sédimentaire, d'âge archéen, a été divisé en deux groupes (Allard *et al.*, 1979) : le Groupe de Roy, à la base, et le Groupe d'Opémisca, au sommet. Le Groupe de Roy est composé de deux cycles volcaniques dont la composition varie de mafique à felsique. Les formations d'Obatogamau (incluant le membre de Chrissie) et de Waconichi forment le premier cycle volcanique et les formations de Gilman et de Blondeau le second cycle. La Formation de Bordeleau (Caty, 1979), également du Groupe de Roy, n'est présente que dans le synclinal de Waconichi, au nord de la région de Chibougamau, où elle surmonte stratigraphiquement la Formation de Blondeau.

Le Groupe d'Opémisca est constitué principalement de roches sédimentaires et, dans une moindre proportion, de volcanites riches en K<sub>2</sub>O. Il comprend les formations de Daubrée, de Stella et d'Haïy. La Formation de Chébiustuan, qui semble corrélative avec la Formation de Stella, n'a été reconnue que dans le synclinal de Waconichi.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par plusieurs intrusions dont les plus importantes sont le complexe de Lac Doré, le pluton de Chibougamau, le complexe de Cummings, le massif de Lapparent et le pluton d'Opémisca. Le Complexe de Lac Doré, qui est l'hôte de la plupart des gisements de cuivre-or dans le secteur des lacs Doré et Chibougamau, consiste en une vaste intrusion stratiforme différenciée, introduite dans les roches des formations de Waconichi et de Gilman. Il est situé de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau dont le cœur est occupé par le pluton de Chibougamau. Le pluton de Chibougamau, postérieur au complexe de Lac Doré, est constitué de tonalite et de diorite. Le complexe de Cummings, qui est l'hôte des gisements dans le secteur de Chapais, s'est logé au sommet de la Formation



de Gilman et dans la Formation de Blondeau. Il se compose de trois filons-couches mafiques différenciés qui sont, de la base au sommet, le Roberge, le Ventures et le Bourbeau. Le complexe de Cummings occupe le coeur du synclinal de Chibougamau et le flanc nord du synclinal de Chapais. Le massif de Lapparent, (qui inclut le pluton de Presqu'île; voir carte no 2156B, hors texte) de composition tonalitique à dioritique, consiste en une large masse entourée par les volcanites de la Formation d'Obatogamau (Groupe de Roy) et apparaît dans l'anticlinal de La Dauversière. Finalement, le pluton d'Opémisca consiste en une masse de granodiorite, de monzodiorite et de monzodiorite quartzifère de forme elliptique située à l'ouest du pluton de Chibougamau.

Les roches de la région ont été déformées par l'orogénèse kenoréenne et ont été métamorphosées au faciès des schistes verts. Les principales structures E-W sont, au nord, l'anticlinal et le synclinal de Waconichi, au centre, le synclinal de Chibougamau et le synclinal de Chapais qui bordent l'anticlinal de Chibougamau, et, au sud, l'anticlinal de La Dauversière. Outre les plissements, les roches sont affectées par de nombreux cisaillements et fractures orientés E-W, NE, NW, N-S et NNE. Les fractures ont joué un rôle majeur dans le contrôle de la minéralisation. Les principales failles sont celles de Faribault, Kapunapotagen (E-W) et Gwillim (NE).

## Travaux antérieurs

Nous ne mentionnerons ici que les principaux travaux touchant le territoire cartographié (figure 3). Le premier levé géologique de la région fut réalisé par Norman entre les années 1936 et 1938 (cartes n<sup>os</sup> 401A et 602A à l'échelle de 1 : 63 360) pour le compte de la Commission géologique du Canada. Les résultats de ses travaux montrent la répartition des roches archéennes ainsi que les traits structuraux dominants de la région d'Opémisca. Wolhuter (1960) et Archibald (1960) ont couvert respectivement les secteurs SE et SW du canton de Lévy.

Wolhuter (1970) a cartographié le pluton d'Opémisca dans le quart NW du canton de Lévy. Les levés d'Avramtchev (1972), de Durocher (1973 et 1979), de Gobeil (1973) et de Beullac (1987) couvrent la partie nord de la région. Gobeil (1977) a cartographié le quart NE du centre de Lévy. La carte des anomalies électromagnétiques INPUT (MRN, 1978), la carte aéromagnétique du MRN (1978), la carte de compilation 32G/15 du MRN (1979) ainsi que la carte synthèse de la lithostratigraphie de Chibougamau de Gobeil et Racicot (1983) couvrent la région étudiée. Dubé et Guha (1986a, 1986b et 1989) ont réalisé une étude métallogénique du filon-couche de Bourbeau de la région de Chapais. Finalement, de nombreux travaux ont été effectués à diverses époques dans la région concernée par des compagnies et sociétés minières.

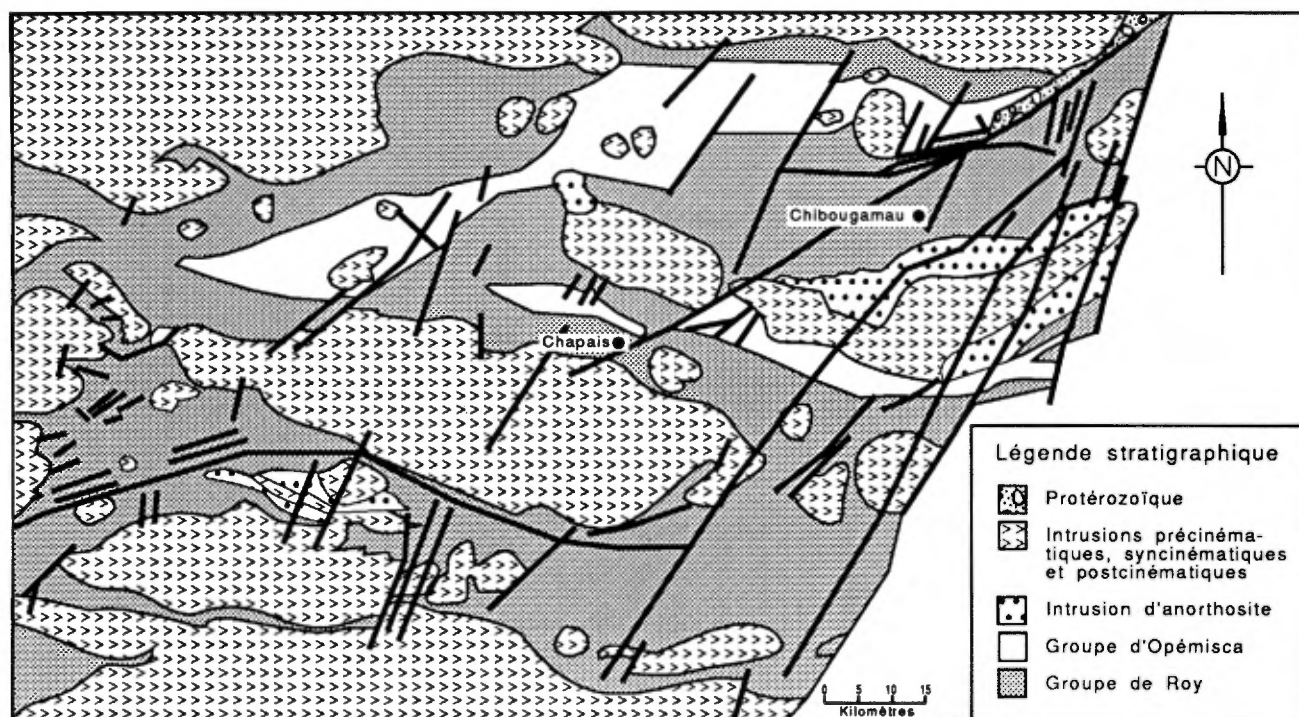


FIGURE 2 – Géologie générale de la région de Chibougamau-Chapais.

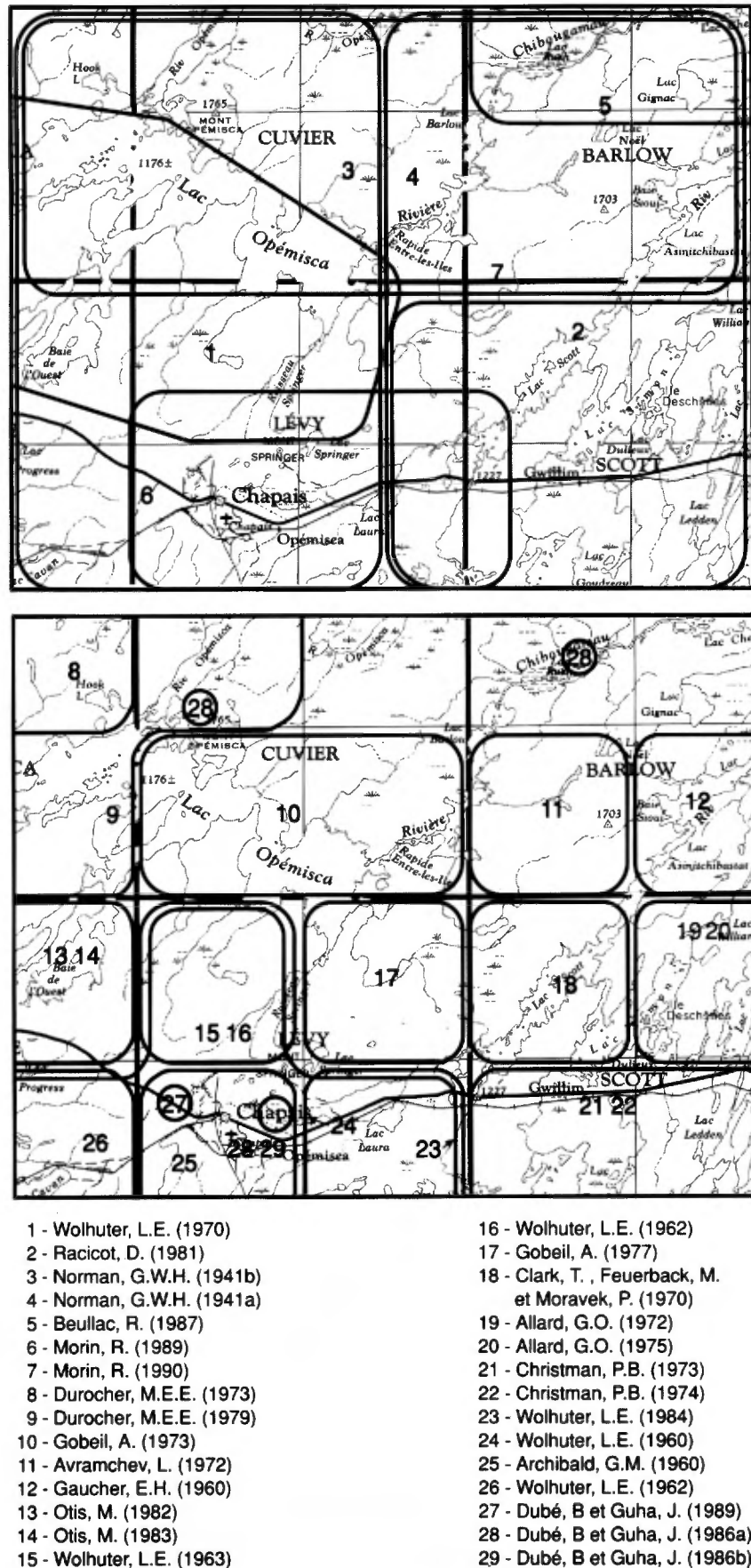


FIGURE 3 – Localisation et auteurs des principaux travaux effectués dans la région cartographiée.

## Méthode de travail

Les travaux de terrain pour la présente étude ont été réalisés au cours des étés 1988 et 1989 par une équipe comprenant deux géologues et trois assistants. La cartographie a été effectuée à l'aide de cheminements espacés de 200 m dans les secteurs boisés et par une visite systématique des affleurements le long des routes et des lignes coupées de Minnova, à l'est de la ville de Chapais. Dans les secteurs nord et ouest de la ville de Chapais, seuls quelques cheminements de contrôle ont été effectués et nous avons utilisé les données de Minnova (1987; GM-46158; voir aussi la carte n° 2156B, hors texte). Nous avons également utilisé des informations géologiques inédites de Minnova à l'est et au NE de l'ancienne mine Cooke. Les données concernant les plutons d'Opémisca et de Chibougamau ainsi que le complexe de Lac Doré proviennent respectivement des travaux de Wolhuter (1970), Racicot (1981) et Daigneault et Allard (1990). Dans le secteur nord du canton de Barlow, nous avons utilisé les données de Beullac (1987). Les photographies aériennes à l'échelle de 1: 15 000 ont été utilisées de façon systématique pour localiser les affleurements. Les données de terrain ont été compilées sur des cartes topographiques à l'échelle de 1: 20 000 (cartes n° 2156B, 2156C, 2156D et 2156E) et sur une carte synthèse à l'échelle de 1: 50 000 (carte n° 2156A).

Les analyses chimiques ont été faites par le Centre de recherches minérales (CRM). L'étude pétrographique des

roches de la région fut basée sur l'examen de 100 lames minces. Les pourcentages des constituants des roches ont été évalués approximativement. La détermination des roches ignées a été établie d'après la classification de Streckeisen (1980), celles des volcanites effusives d'après la classification de Gélinas *et al.* (1977), et celle des volcanites explosives d'après les classifications de Schmid (1981) et de Fisher (1966).

## Remerciements

Nous remercions particulièrement Marc Boisvert de Minnova inc. pour son excellente collaboration et pour nous avoir transmis des informations géologiques inédites de la région de Chapais. Nous remercions aussi André Gobeil du ministère de l'Énergie et des Ressources et Réal Daigneault de l'Université du Québec à Chicoutimi pour leurs visites sur le terrain ainsi que pour leurs nombreux conseils concernant la stratigraphie et la structure des roches de la région.

Nous voulons également remercier les géologues Rose-Marie Bonneau et Karen St-Seymour, ainsi que les assistants Sylvie Boulay, Patrice Carpentier, Stéphane Dufour, Nicole Généreux, Jean Kiépura et Saïd Waridi pour l'aide qu'ils nous ont apportée sur le terrain et pour l'intérêt marqué qu'ils ont manifesté tout au long de l'été. Finalement, nous remercions le cuisinier Patrice Rousseau et les aides-cuisiniers Jocelyne Huard et Serge Tremblay pour leur excellent travail.



# Stratigraphie

Les roches volcaniques et sédimentaires du territoire cartographié appartiennent aux groupes de Roy et d'Opémisca qui sont d'âge archéen. Le Groupe de Roy (Duquette, 1970) renferme tous les assemblages de roches volcaniques et sédimentaires de la région de Chibougamau. Duquette (1970) divise ce Groupe en trois formations, de la base vers le sommet: Formation de Waconichi, Formation de Gilman et Formation de Blondeau. Norman (1937) a instauré le terme «Groupe d'Opémisca» ou son équivalent «Série d'Opémisca», sans toutefois désigner de localité type. Cet auteur mentionne que le Groupe d'Opémisca renferme des conglomérats, des grauwackes, des argilites, des tufs et des laves porphyriques ayant un caractère discordant par rapport aux roches volcaniques qu'il regroupe dans le Pré-Opémisca. Duquette (1970) abandonne l'idée d'une discordance régionale à la base du Groupe d'Opémisca et regroupe toutes les unités volcaniques et sédimentaires archéennes dans le Groupe de Roy. En 1975 (Cimon, 1977), le caractère discordant entre les roches du Groupe de Roy et celles du Groupe d'Opémisca est à nouveau mis en évidence.

Par la suite, Allard *et al.* (1979) divisent les roches archéennes de la région en deux groupes: le Groupe de Roy qui constitue la base de l'empilement stratigraphique et le Groupe d'Opémisca qui repose en discordance sur le Groupe de Roy. Le Groupe de Roy comprend quatre formations: les formations d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman et de Blondeau. Caty (1979) a rattaché à ce Groupe une cinquième formation, définie comme la Formation de Bordeleau, surmontant stratigraphiquement la Formation de Blondeau dans la région du lac Waconichi, au nord de Chibougamau. Le Groupe d'Opémisca comprend deux formations: la Formation de Stella, à la base, et la Formation d'Haüy, au sommet. Caty (1979) a rattaché une troisième formation, la Formation de Chébituan, qui est corrélée pour le moment avec la Formation de Stella. Dans le secteur à l'ouest de Chapais, Charbonneau *et al.* (1982) ont introduit les formations de La Trêve et de Daubrée à la base du Groupe d'Opémisca.

Les roches de la région ont été subdivisées et corrélées avec les unités correspondantes dans les régions adjacentes. Le tableau 1 résume les séquences lithostratigraphiques de la région de Chapais. La composition chimique des roches est donnée à l'annexe I.

TABLEAU 1 – Sommaire des unités lithostratigraphiques et des roches intrusives de la région étudiée.

		Formation	Lithologie
		<b>Pléistocène et plus récent</b>	Till, dépôts fluvioglaciers, drumlins, eskers, «muskeg»
		<b>Protérozoïque</b>	Dyke de diabase
Archéen	Roches intrusives	Pluton d'Opémisca	Granodiorite, monzodiorite et monzodiorite quartzifère
		Intrusions du lac Springer	Pyroxénite, leucogabbro et gabbro
		Pluton de Rush	Tonalite
		Pluton de Presqu'île	Tonalite
		Pluton de Chibougamau	Tonalite et diorite
	Groupe d'Opémisca	Formation d'Haüy	Lave andésitique, conglomérat, grès et argilite (rares niveaux)
		Formation de Stella	Conglomérat, grès feldspathique, grès lithique, argilite
		Formation de Daubrée	Wacke feldspathique, arkose, et rares niveaux de tuf felsique, d'argilite et de conglomérat
	<b>Discordance</b>		
	Roches intrusives	Complexe de Cummings	Filon-couche de Bourbeau : ferrogabbro, leucogabbro et pyroxénite Filon-couche de Ventures : gabbro et pyroxénite Filon-couche de Roberge : péridotite, dunite et pyroxénite
		Complexe de lac Doré	Granophyre, anorthosite, gabbro anorthositique, gabbro, pyroxénite et magnétite
	Groupe de Roy	Formation de Bordeleau	Arénite feldspathique, siltstone, argilite et conglomérat (rares niveaux)
		Formation de Blondeau	Pyroclastites et laves felsiques, argilite et grès, coulées mafiques (rares niveaux)
		Formation de Gilman	Basalte et andésite, pyroclastites mafiques et felsiques, gabbro
		Formation de Waconichi	Laves et pyroclastites rhyolitiques, rares coulées mafiques
Formation d'Obatogamau		Basalte porphyrique et gabbro comagmatique	
	Membre de Chrissie	Tuf rhyolitique	

## Groupe de Roy

Le Groupe de Roy couvre la partie sud de la région étudiée. On y trouve les formations d'Obatogamau (incluant le Membre de Chrissie), de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Bordeleau.

### FORMATION D'OBATOGAMAU (Ob)

Cimon (1977) a décrit la Formation d'Obatogamau dans le secteur sud du canton de Queylus. Il la subdivise en trois membres: le membre inférieur constitué de basalte porphyrique comportant de 1 à 3 % de phénocristaux de plagioclase, le membre médian dont la quantité de phénocristaux excède en moyenne 10 % et le membre supérieur dont le pourcentage de phénocristaux (1 %) diminue abruptement.

La Formation d'Obatogamau couvre la partie sud de la région étudiée. Elle est surmontée, à l'est, par des roches volcaniques felsiques assignées à la Formation de Waconichi et, à l'ouest, est en contact de faille avec la Formation de Blondeau et le complexe de Cummings. Nous n'avons pas reconnu les membres définis par Cimon (1977). La Formation d'Obatogamau se compose de basaltes à phénocristaux de plagioclase accompagnés de filons-couches gabbroïques comagmatiques.

Les basaltes représentent plus de 90 % de la Formation d'Obatogamau. Ils sont de couleur vert pâle à vert foncé en surface fraîche et vert brunâtre à gris verdâtre en surface altérée. Ils contiennent, en moyenne, de 0 à 15 % de phénocristaux de plagioclase euhédres ou légèrement arrondis (0,1 à 4 mm de diamètre) baignant dans une matrice aphanitique à phanéritique. Les coulées sont massives, coussinées et localement bréchiques. Les coussins sont souvent aplatis selon la schistosité régionale et permettent difficilement une détermination de la polarité, particulièrement près des zones de failles. Les brèches de coulées, les tufs mafiques et les hyaloclastites n'ont été observées qu'à certains endroits. Nous avons également observé quelques rares niveaux de rhyolite massive à l'extrémité SW de la région.

Les gabbros comagmatiques constituent environ 10 % de la Formation d'Obatogamau et se présentent sous la forme de filons-couches lenticulaires de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont gris ou vert sombre en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée. Les minéraux ferromagnésiens grossiers baignent dans une matrice riche en feldspath. Les phénocristaux de plagioclase représentent moins de 5 % de la roche. Certains gabbros montrent également une texture ophitique. La Formation d'Obatogamau est l'hôte d'un important dépôt de sulfures massifs (pyrite et pyrrhotite) à l'origine de conducteurs détectés au sud de Chapais. Ce dépôt, orienté NW et d'une largeur de 15 m, s'étend sur une longueur de plus de 1,5 km (fiche de gîte du MER n° 32G/15-063).

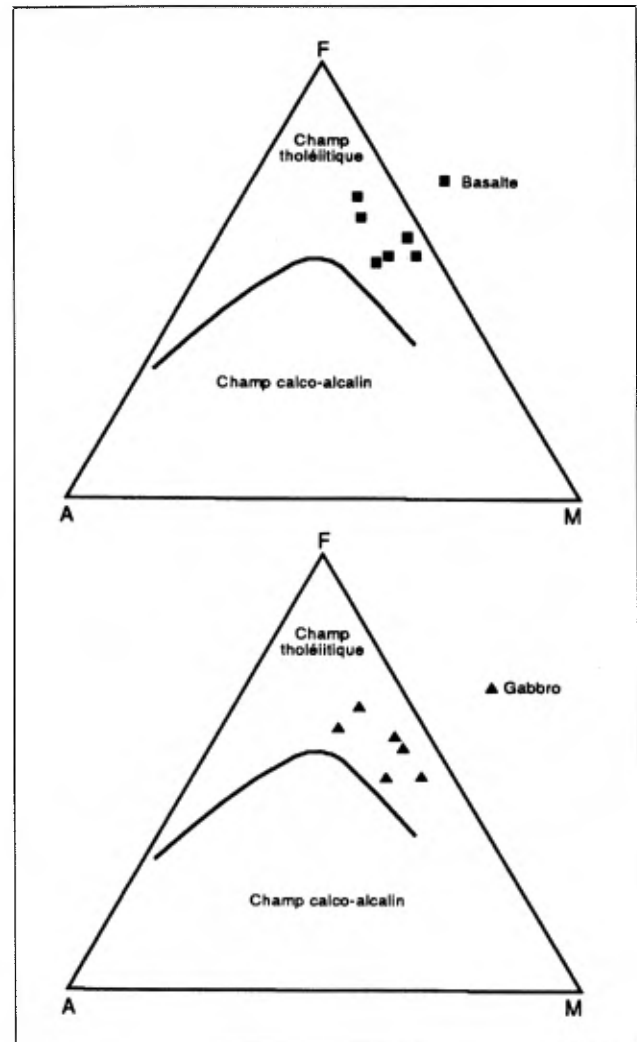


FIGURE 4 – Diagrammes AFM illustrant la composition des roches de la Formation d'Obatogamau.

En lame mince, le basalte est composé d'amphibole (actinote), d'épidote, de chlorite, de quartz (amygdales surtout) et de reliques de plagioclase. Sa texture est microcristalline, gloméroporphyrrique, intersertale ou lépidoblastique. La composition minéralogique des gabbros est similaire à celle observée dans les basaltes. La texture des gabbros est intersertale à subophitique.

L'analyse chimique des éléments majeurs de douze échantillons a été réalisée dans le but d'identifier les principales caractéristiques lithogéochimiques des volcanites de la Formation d'Obatogamau (annexe I, tableaux 1a et 1b). Le contenu en silice montre que ces roches sont des basaltes (moins de 54 % de  $\text{SiO}_2$ ). Elles sont moyennement alumineuses, riches en fer, en magnésium, en titane et en calcium, et pauvres en alcalins. Les diagrammes AFM de la figure 4 indiquent que les basaltes et les gabbros de la Formation d'Obatogamau appartiennent à une série tholéitique.



Une épaisseur de 2 800 m environ attribuée à la Formation d'Obatogamau constitue un minimum puisque nous n'en avons pas observé la base.

### Membre de Chrissie (Ch)

Charbonneau *et al.* (1982) ont introduit la Formation de Chrissie à l'ouest de Chapais et la localité type est située au nord du lac Chrissie dans le canton de Daubrée. Ils mentionnent que cette Formation (Charbonneau *et al.*, 1982) est composée de coulées massives d'andésites et de basaltes aphyriques surmontées d'une séquence de pyroclastites felsiques (tufs à lapillis, brèches pyroclastiques et plus rarement des tufs à cristaux). De nombreux filons-couches de 5 à 110 m de puissance recoupent les volcanites qui ne forment que des horizons de 5 à 15 m entre les filons-couches. Certains de ces filons montrent des phénocristaux de feldspath semblables à ceux observés dans la Formation d'Obatogamau.

La présence de basaltes aphyriques et de filons-couches gabbroïques typiques de la Formation d'Obatogamau en dessous de la séquence de pyroclastites felsiques, et la présence de basaltes aphyriques et porphyriques de la Formation d'Obatogamau au-dessus suggèrent que cette séquence de volcanites felsiques est intercalée à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau. De tels complexes sont reconnus à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau : membres des Vents, de Wachibagau et de Pichamobi. Nous suggérons que la Formation de Chrissie de Charbonneau *et al.* (1982) soit redéfinie pour ne comprendre que la séquence de volcanites felsiques et qu'elle soit abaissée au niveau de membre à l'intérieur de la Formation d'Obatogamau.

Le Membre de Chrissie, dont le nombre d'affleurements observés dans la région étudiée est limité, couvre l'extrémité SW de la région. Il est constitué de tuf à lapillis rhyolitique et de brèches pyroclastiques. Les tufs et les brèches sont de couleur blanchâtre en surface altérée et gris clair en cassure fraîche.

L'épaisseur du membre est estimée à 800 m.

### FORMATION DE WACONICHI (Wa)

La Formation de Waconichi a été nommée pour la première fois par Duquette (1970) dans un secteur au nord du lac Chibougamau et comprenait un membre inférieur de roche basique et un membre supérieur de roche acide. En 1977 (Allard *et al.*, 1979), la Formation de Waconichi a été redéfinie et ne comprend plus que la séquence volcanique dominée par des termes felsiques situés stratigraphiquement entre les formations d'Obatogamau et de Gilman. Elle affleure particulièrement bien dans les cantons de Lemoine, de Scott et de McKenzie (secteur de Chibougamau).

Dans la région étudiée, la Formation de Waconichi n'a été observée qu'à deux endroits. Au sud de la région, la Formation de Waconichi repose en concordance sur la

Formation d'Obatogamau et est limitée au nord par la faille Kapunapotagen. Au nord du pluton de Chibougamau, la Formation de Waconichi, dont le contact inférieur n'a pas été observé (probablement en contact avec le pluton de Chibougamau), est surmontée par la Formation de Gilman. Elle est composée de rhyolite et de rhyodacite massives, de pyroclastites felsiques et de quelques rares coulées mafiques.

Les rhyolites et les rhyodacites sont massives, gris sombre en surface fraîche et blanchâtres en surface altérée, et montrent une cassure conchoïdale. Elles sont constituées d'une pâte aphanitique dans laquelle baignent 5 à 10 % de grains de quartz subarrondis.

Les tufs à lapillis et à blocs felsiques, plus abondants dans le secteur au sud de la faille Kapunapotagen, sont de la même couleur que les rhyolites. Ils sont finement laminés (3 à 10 cm).

De rares filons-couches et/ou dykes de gabbro fin sont introduits dans les rhyolites. Ces intrusions sont massives, gris verdâtre à vertes en cassure fraîche et vert sombre en surface altérée. Leur épaisseur moyenne est inférieure à 2 m.

En lame mince, la rhyolite est constituée de phénocristaux de plagioclase et de quartz (de 0 à 25 %) qui baignent principalement dans une matrice aphanitique de quartz-plagioclase-séricite et, moins souvent, dans une matrice de chlorite, d'épidote et de carbonates. Leur texture varie de porphyrique à gloméroporphyrique. Les tufs renferment des fragments de rhyolite (10 à 15 %) dont les interstices sont remplis de quartz, de feldspath, d'épidote et de chlorite. Les dykes et/ou filons-couches mafiques contiennent du plagioclase, de l'épidote et de la chlorite.

Les analyses chimiques des éléments majeurs de six échantillons de la Formation de Waconichi (annexe I, tableau 1c) ont un contenu élevé en silice (de 69 à 78 %). Ces roches sont des rhyolites. L'échantillon RM-88-1145-B représente un filon-couche ou un dyke de gabbro fin.

### FORMATION DE GILMAN (Gi)

La Formation de Gilman a été introduite par Duquette (1970). La localité type se situe dans le quart NW du canton de Roy, le long de la route du lac Waconichi. À cet endroit, la Formation de Gilman est principalement constituée de lave andésitique à basaltique, coussinée et, en quantité moindre, de filons-couches de gabbro ou de diorite comagmatiques. Gobeil et Racicot (1983) soulignent, en outre, des accumulations importantes d'hyaloclastites et de pyroclastites dans la région de Chibougamau.

La Formation de Gilman couvre les parties NE et E de la région étudiée. Elle est généralement en contact avec le pluton de Chibougamau, exception faite du secteur situé au nord du pluton de Chibougamau où elle surmonte en concordance un assemblage de roches felsiques corrélées avec la Formation de Waconichi. Elle est surmontée stratigraphiquement de la Formation de Blondeau, sauf à

l'extrémité SE où elle est en discordance avec le Groupe d'Opémisca. Elle est principalement formée d'andésites, de basaltes et de pyroclastites (tufs mafiques et felsiques). Elle renferme également des filons-couches comagmatiques de gabbro et de diorite, des rhyolites et de minces horizons de grès lithique et d'argilite.

Les andésites et les basaltes représentent 70 % des roches de la Formation. Ils sont mégascopiquement similaires et ne peuvent être différenciés que chimiquement. Ils présentent une couleur vert moyen à vert grisâtre en surface fraîche et sont gris verdâtre en surface altérée. La granulométrie passe de fine, en bordure des coulées, à plus grossière, au centre des coulées épaisses. Ils contiennent souvent de 5 à 10 % de phénocristaux idiomorphes de plagioclase (de 2 à 5 mm de diamètre) et moins de 5 % de phénocristaux de pyroxène. Les coulées fines et porphyriques sont fréquemment coussinées. Les cousins, faiblement à moyennement aplatis, sont orientés parallèlement à la schistosité régionale. Des brèches de coulées sont également présentes. Les coulées renferment fréquemment des amygdales (de 2 à 3 mm en moyenne) remplies de quartz, de calcite et/ou de chlorite, et plus rarement d'épidote. Les andésites et les basaltes sont massifs et finement grenus dans le secteur au sud de la faille Laura. Ils sont grenus et massifs, ressemblant souvent à un gabbro, à l'ouest du lac Springer.

Les pyroclastites constituent environ 20 % de la Formation de Gilman et sont représentées par des tufs à lapillis ainsi que par des tufs à blocs de composition mafique à felsique. Elles forment des horizons dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plus de 400 m, intercalés avec les basaltes et les andésites. Les horizons minces sont souvent lenticulaires. Les tufs à blocs sont de quatre types: les tufs de composition mafique à fragments de laves andésitiques et/ou basaltiques, les tufs de composition mafique à fragments de rhyolite, les tufs de composition mafique à fragments de laves acides ponceuses et les tufs de composition felsique à fragments subarrondis de rhyolite. Les tufs à blocs de composition mafique à fragments de laves andésitiques et/ou basaltiques sont bien développés au centre de la région. Ces tufs, vert moyen en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée, renferment principalement des fragments subanguleux de 2 à 10 cm de laves andésitiques et/ou basaltiques à phénocristaux de plagioclase ainsi que de rares fragments de laves rhyolitiques baignant dans une matrice à phénocristaux de plagioclase et de chlorite. Les tufs à blocs de composition mafique à fragments de rhyolite, peu abondants, n'ont été observés qu'au centre-est de la région et au nord du pluton d'Opémisca. Ces tufs, gris moyen à gris sombre en cassure fraîche et beige verdâtre en surface altérée, renferment principalement des fragments anguleux (de 1 à 10 cm de diamètre) de rhyolites baignant dans une matrice à phénocristaux de plagioclase et de chlorite. Les tufs à blocs de composition basique à fragments de laves felsiques ponceuses ont été observés à

l'est de la faille de Lac Laura à deux niveaux stratigraphiques différents: à la base, près du contact avec la Formation de Waconichi, et vers la partie supérieure de la Formation. Les fragments ponceux (de 2 à 10 cm) baignent dans une matrice andésitique ou basaltique. Les tufs à blocs de composition felsique à fragments de rhyolite forment un horizon de plus de 300 m au NE de la région. Les fragments de rhyolite (de 2 à 20 cm) constituent en moyenne 50 % de la roche et baignent dans une matrice rhyolitique aphanitique. Les tufs à lapillis (peu épais) sont de composition similaire aux tufs à blocs et leurs sont spatialement associés.

La rhyolite forme un horizon de 50 m à l'ouest de la route 209 Nord, au centre de la région. Elle couvre également le secteur au sud du pluton de Chibougamau. La rhyolite est grise en cassure fraîche et beige en surface altérée. Elle se compose de phénocristaux de feldspath (40 %) et de quartz (20 %) baignant dans une matrice aphanitique.

Des grès lithiques ont été observés près de la jonction de la route 113 avec la route 209 Sud. Ces grès sont gris moyen verdâtre en surface fraîche et vert grisâtre en surface altérée. Ils contiennent principalement des fragments anguleux de laves felsiques et mafiques, du feldspath, du quartz et plus rarement des ponces. La matrice est constituée de feldspath et de chlorite. De minces niveaux d'argilite ont été observés au NW de la région.

Plusieurs filons-couches de gabbro et de diorite ont été observés à travers les roches volcaniques. Le plus important, d'une épaisseur d'environ 800 m se trouve à 2 km au nord du lac Laura. Il est caractérisé par une texture mouchetée et est composé de phénocristaux (40 %) de pyroxène de 1 à 3 mm baignant dans une matrice de plagioclase. Ailleurs, plusieurs filons-couches de gabbro et de diorite fin à moyen sont intercalés avec les andésites et les basaltes.

En lames minces, les basaltes et les andésites sont composés de reliques de plagioclases, d'épidote, de chlorite, d'amphibole (actinote et plus rarement hornblende près des granitoïdes) et de quartz (dans les amygdales). Leur texture est porphyrique, intersertale ou lépidoblastique. Les tufs mafiques ont une composition similaire à celle des andésites et des basaltes. Leur contenu de fragments subanguleux à subarrondis peut représenter jusqu'à 80 % de la roche. Les laves et les pyroclastites felsiques sont caractérisées par un contenu plus élevé en quartz corrodé et en plagioclase altéré, ainsi que par un contenu moindre en minéraux ferromagnésiens.

Le contenu en silice montre que les roches de la Formation de Gilman varient d'une composition basaltique à une composition rhyolitique (annexe 1, tableaux 1d à 1h). Les basaltes et les andésites sont moyennement alumineux, riches en fer, en magnésium, en titane et en calcium, et pauvres en alcalins. Les tufs felsiques ont, en moyenne, un contenu en silice supérieur à 71 %. Les diagrammes

AFM (figure 5) indiquent que les basaltes et les andésites de la Formation de Gilman correspondent à une suite tholéiitique différenciée.

Nous estimons l'épaisseur minimale de la formation de Gilman à 6 000 m.

### FORMATION DE BLONDEAU (Bl)

La Formation de Blondeau fut d'abord observée dans le quart NW du canton de Roy par Duquette (1964) et identifiée sous le terme de «Formation du lac Blondeau». Duquette (1970) l'étend au synclinal de Chibougamau ainsi qu'à celui de Chapais, et la nomme «Formation de Blondeau».

La Formation de Blondeau occupe le centre-sud et centre-nord de la région étudiée. Elle repose généralement en concordance sur la Formation de Gilman et est intercalée avec les roches du complexe de Cummings. Le contact supérieur est soit limité par une faille (faille Kapunapotagen) ou soit en contact transitionnel avec la Formation de Daubrée, au sud de la région. Dans le nord de la région, le contact supérieur n'a pas été observé. La Formation de Blondeau est composée de rhyolites et rhyodacites, de tufs felsiques et cherteux, d'argilites graphiteuses, de grès feldspathiques, de quelques amas de sulfures massifs et de rares coulées de laves andésitiques ou basaltiques.

Les rhyolites et rhyodacites ont une cassure conchoïdale, sont massives, et présentent une couleur gris moyen en cassure fraîche et blanchâtre à grisâtre en surface altérée. La roche est constituée de lattes millimétriques de plagioclase orientées préférentiellement selon la schistosité et baignant dans une matrice quartzofeldspathique aphanitique grise.

Les tufs felsiques et cherteux fins à grossiers sont présents à tous les niveaux dans la Formation de Blondeau. Ils sont de couleur gris sombre en surface fraîche et gris clair à beige en surface altérée. Les laminations de 1 à 5 cm sont diffuses ou parallèles.

Les argilites graphiteuses sont de couleur gris sombre à noire en cassure fraîche et gris sombre en surface altérée. Elles forment, avec les grès feldspathiques, des bancs de plus de 1 m ou de minces rythmites de 1 à 10 cm. Elles sont souvent minéralisées en pyrite et contiennent des amas de 1 à 5 cm de quartz microcristallin.

Les grès feldspathiques sont riches en quartz et feldspath anguleux, et contiennent par endroits des fragments anguleux d'argilite (de 1 à 3 cm). La roche est de couleur gris moyen en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Ces grès forment des lits de quelques mètres en alternance avec des lits d'argilites de 1 m et plus. Certains lits sont granoclassés.

Les laves andésitiques ou basaltiques sont peu nombreuses. Elles sont de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et grise à gris brunâtre en surface altérée. Elles sont coussinées ou massives. Quelques filons-couches de diorite et de gabbro sont associés à ces laves.

En lame mince, nous avons étudié deux échantillons de tuf rhyolitique, un échantillon de rhyolite et un échantillon de grès fin. Les tufs rhyolitiques sont constitués principalement de plagioclase et de quartz, et dans une moindre part d'actinote (amphibole), de chlorite et d'épidote. Ils montrent une texture porphyrique à gloméroporphyrique dans une matrice aphanitique. Le grès fin est constitué de grains de quartz et de feldspath subarrondis et la matrice renferme de la chlorite et de l'actinote sous la forme de lamelles orientées préférentiellement selon la schistosité.

L'épaisseur minérale de la Formation de Blondeau est estimée à environ 1 000 m dans le centre de la région.

### FORMATION DE BORDELEAU (Bd)

Caty (1979) a décrit la Formation de Bordeleau qui occupe le centre du synclinal de Waconichi, au nord de Chibougamau, où elle repose sur la Formation de Blondeau.

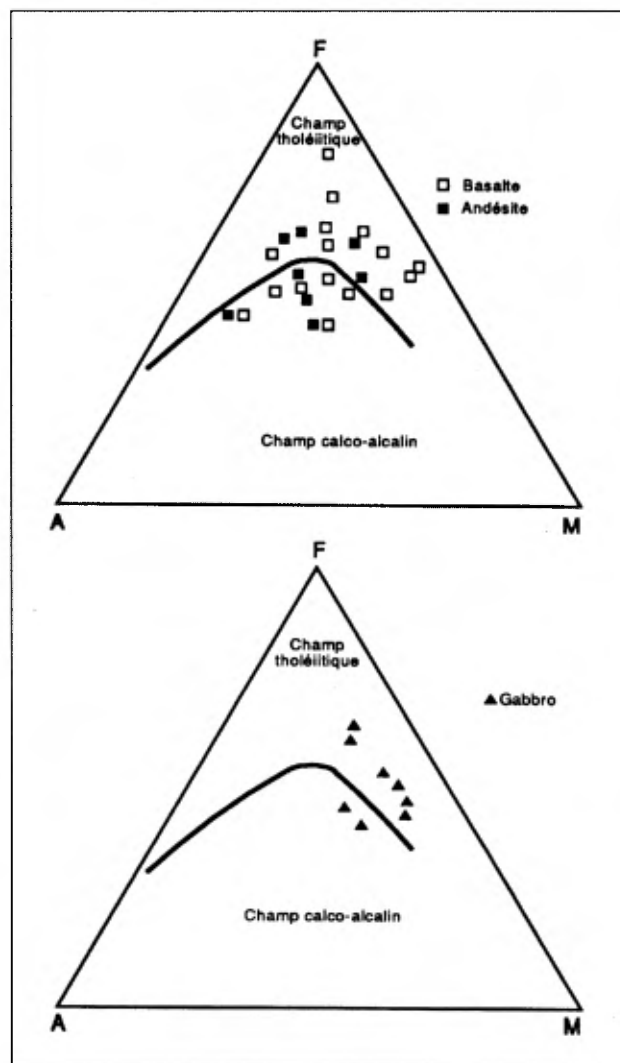


FIGURE 5 – Diagrammes AFM illustrant la composition des roches de la Formation de Gilman.

La Formation de Bordeleau couvre l'extrémité NE de la région étudiée et occupe le centre du synclinal du lac Chevrillon. La base visible de cette Formation est limitée par la faille Faribault ou le filon-couche de Bourbeau, et son sommet n'a pas été observé. Elle se compose d'arénite feldspathique avec des niveaux peu épais (de 0,5 à 5 m) de conglomérat polygénique, et d'un peu de siltstone et d'argilite.

L'arénite feldspathique forme des bancs épais (de 5 à 10 m) et massifs. Elle est verte en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Par endroits, l'arénite contient de 1 à 10 % de fragments conglomératiques constitués de volcanite felsique, de porphyre à quartz et feldspath et, plus rarement, de volcanite mafique. La matrice se compose de cristaux anguleux de plagioclase, de quartz, d'épidote et de carbonates.

Le conglomérat polygénique, le siltstone et l'argilite sont interstratifiés avec l'arénite. Ils forment des niveaux de 0,5 à 5 m d'épaisseur. Le siltstone et l'arénite fine montrent des rides de courant, des empreintes de charge, des chenaux d'érosion, du granoclassement et des stratifications entrecroisées. Selon Dimroth *et al.* (1983), les roches de la Formation de Bordeleau faisaient partie de bassins sédimentaires qui en s'effondrant ont donné naissance à des turbidites.

## Groupe d'Opémisca

Le Groupe d'Opémisca couvre les secteurs SE et NW de la région étudiée. On y retrouve les formations de Daubrée, de Stella et d'Haüy.

### FORMATION DE DAUBRÉE (Da)

La Formation de Daubrée, décrite par Wolhuter (1960, 1962 et 1984) puis par Charbonneau *et al.* (1982 et 1992), affleure sur le flanc nord de la partie occidentale du synclinal de Chapais où elle repose sur la Formation de Blondeau. Sa coupe type est située le long de la route 113 dans le canton de Daubrée. Dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu, la Formation de Daubrée est en discordance angulaire (inférieure à 10 degrés) avec la Formation de Blondeau ou de Scorpio (Charbonneau *et al.* 1982).

La Formation de Daubrée affleure dans la partie SW de la région étudiée. Le passage entre la Formation de Daubrée et la Formation de Blondeau semble graduel : les laves basaltiques de la Formation de Blondeau font vite place aux tufs felsiques ; puis on passe graduellement aux roches sédimentaires de la Formation de Daubrée. La Formation de Daubrée se compose de wacke feldspathique et d'arkose, de siltstone, d'argilite et de rares niveaux conglomératiques.

Le wacke feldspathique et l'arkose constituent la majeure partie de la Formation de Daubrée (80 %). Ces grès sont de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Ils forment des bancs de 0,5

à 5 m d'épaisseur. Les structures sédimentaires sont abondantes : rides de courant, granoclassement, stratifications entrecroisées et empreintes de charge. Selon Dimroth *et al.* (1983), les roches de la Formation de Daubrée, tout comme celles de la Formation de Bordeleau, faisaient partie de bassins sédimentaires qui en s'effondrant ont donné naissance à des turbidites.

Ces grès sont fins à moyens et sont constitués de 60 à 70 % de plagioclase ainsi que de 5 à 10 % de grains de quartz baignant dans une matrice microcristalline siliceuse. Des fragments anguleux d'argilite sont fréquents (de 0 à 10 %). Parmi les autres fragments lithiques, on retrouve des granitoïdes, de la rhyolite et, rarement, des volcanites mafiques.

Les siltstones et les argilites ne constituent que 20 % de la Formation de Daubrée. Les siltstones sont les équivalents finement grenus du grès feldspathique. Les argilites forment de minces lits de 2 à 10 cm et sont de couleur noirâtre.

L'épaisseur de la Formation de Daubrée est estimée à 1 000 m.

### FORMATION DE STELLA (St)

Cimon (1976a) a défini le premier la Formation de Stella dans le quart NE du canton de Queylus. À cet endroit, la Formation de Stella renferme un assemblage de grès feldspathiques, de microgrès et quelques bancs conglomératiques qui reposent, entre autres, en discordance sur le complexe de Lac Doré. Dans les cantons de Scott et de Dollier (Cimon et Gobeil, 1976) la Formation de Stella renferme également des schistes ardoisiers, des schistes noirs, quelques coulées de laves et des tufs.

La Formation de Stella affleure à l'ouest de Chapais, dans le secteur du lac Laura. Elle couvre également une mince bande au NW de la région étudiée. Dans le secteur du lac Laura, les roches de la Formation de Stella reposent généralement en discordance sur le Groupe de Roy (Formation de Gilman). Quoique le contact entre la Formation de Stella et les roches du Groupe de Roy ne soit pas visible, les affleurements près du contact présumé ne montrent pas de déformation anormale, exception faite des affleurements d'un secteur situé au SW du lac Laura où les roches de la Formation de Blondeau sont fortement cisailées et altérées (forage LL-88-4 de Minnova ; information non publiée). Dans le secteur NW de la région, la Formation de Stella est en contact de faille (faille Faribault). La Formation de Stella se compose de grès fins à microconglomératiques (lithiques et feldspathiques), d'argilite et de lentilles de conglomérats polygéniques. Elle est surmontée par la Formation d'Haüy.

Dans le secteur à l'est de la faille Scott et dans le secteur NW de la région étudiée, la Formation de Stella comprend principalement des grès microconglomératiques, des lentilles de conglomérats et de minces lits d'argilite. Les grès et conglomérats de couleur gris moyen verdâtre en cassure fraîche et blanchâtre en surface alté-

rée, sont constitués de fragments détritiques (de 2 à 15 cm de diamètre) et arrondis de quartz, de laves de composition variée et de quelques cailloux de granitoïdes. La matrice se compose de grains de quartz et, dans une moindre part, de séricite, de chlorite et de calcite. Les roches montrent de nombreuses figures sédimentaires : granoclassement, lits entrecroisés, empreintes de charge et chenaux d'érosion. Les argilites, de couleur gris sombre à noire en surface fraîche et gris sombre en surface altérée, forment des rythmites (de 1 à 10 cm d'épaisseur) avec les grès. Par endroits, les couches peuvent atteindre plus de 1 m. Elles ne représentent que 5 % environ des roches de la Formation de Stella.

Dans le secteur situé à l'ouest de la faille Scott, les roches de la Formation de Stella ont une granulométrie plus fine. Les grès et les argilites, souvent graphiteuses (à l'origine des conducteurs électromagnétiques INPUT), sont les lithologies dominantes, tandis que les lentilles de conglomérat sont rares. La composition et les textures primaires des roches de ce secteur sont similaires à celles du secteur situé à l'est de la faille Scott. La présence d'argilite graphiteuse et de conducteurs électromagnétiques à l'intérieur de la Formation de Stella a également été observée dans les cantons de Dollier et de Lemoine (Gobeil et Carrier, 1987).

L'épaisseur de la Formation de Stella est estimée à 1 400 m.

## FORMATION D'HAÛY (Ha)

La Formation d'Haüy a été reconnue et décrite par Cimon (1976b) dans le quart NE du canton de Queylus. Cet auteur souligne que la Formation d'Haüy est mieux représentée dans le canton d'Haüy (Cimon, 1976b) où elle est décrite comme faisant partie intégrante de la Formation de Blondeau.

La Formation d'Haüy affleure aux extrémités SE et NW de la région. Dans le secteur SE, elle repose en concordance sur la Formation de Stella et le contact supérieur est la faille Kapunapotagen. En effet, la faille Kapunapotagen sépare les roches de la Formation d'Haüy, à sommet vers le sud, de celles du Groupe de Roy, à sommet vers le nord. La Formation d'Haüy renferme des andésites et basaltes porphyriques, des tufs cherteux et des tufs à blocs mafiques, des grès lithiques, des lentilles de conglomérats et un peu d'argilite. Dans le secteur NW, elle repose en concordance sur la Formation de Stella et le contact supérieur n'a pas été observé. Les coulées andésitiques sont abondantes à l'ouest de la rivière Opémisca et passent latéralement à des conglomérats, des grès et des argilites, plus à l'ouest.

Les andésites et basaltes sont de couleur gris sombre à gris verdâtre en surface fraîche et brun verdâtre en surface altérée. Ils contiennent des phénocristaux de pyroxène (de 0,2 à 2 cm de diamètre) et de plagioclase qui baignent dans une matrice aphanitique. Les coulées sont massives et localement amygdalaires.

Les tufs cherteux et les tufs à blocs mafiques sont interlités avec les coulées andésitiques. Le tuf cherteux, à cassure conchoïdale, est gris sombre en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Les tufs à blocs mafiques, de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et brunâtre en surface altérée, renferment des blocs anguleux de même composition que celles des coulées andésitiques précitées.

Les grès lithiques, les lentilles de conglomérats monogéniques et les argilites constituent la majeure partie du sommet de la Formation d'Haüy. Les grès et les conglomérats monogéniques, de couleur gris verdâtre en surface fraîche et gris clair verdâtre en surface altérée, sont constitués principalement (de 50 à 70 %) de fragments détritiques (de 0,2 à 20 cm) subarrondis d'andésite porphyrique (pyroxène et plagioclase), identique en tous points aux andésites que l'on trouve au sein de la Formation d'Haüy. Ainsi, les phénocristaux de pyroxène, omniprésents dans les différentes lithologies au sein de la Formation d'Haüy, constituent un excellent critère d'identification. La matrice du conglomérat et du grès est constituée de quartz, de feldspath et de chlorite. L'épaisseur des lits mal triés varie de 10 à 40 m. Les argilites, de couleur gris sombre à gris vert forment de minces lits (de 1 à 10 cm) avec les grès ou les conglomérats.

En lame mince, les andésites et les basaltes ont une granulométrie très fine ; ils sont composés d'amphiboles, de chlorite, de reliques de plagioclase, d'épidote et de quartz-carbonates présents dans les amygdales ou les veinules. Leur texture est porphyrique, trachytique ou lépidoblastique. Les tufs contiennent une forte proportion de fragments subarrondis (de 20 à 80 %) de lave andésitique qui baignent dans une matrice aphanitique.

Les volcanites mafiques (contenu en  $\text{SiO}_2$  inférieur à 54 %) sont généralement riches en  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et pauvres en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  comparativement aux andésites de cette même Formation (annexe 1, tableau 11). Le contenu en  $\text{K}_2\text{O}$  des basaltes est en moyenne de 1 %. Les andésites (contenu en  $\text{SiO}_2$  variant entre 54 et 59 %) sont généralement riches en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ , et pauvres en  $\text{MgO}$ . Les tufs à lapillis, de composition mafique à intermédiaire, ont un comportement similaire à ceux des basaltes et des andésites. Ainsi, le contenu élevé en  $\text{K}_2\text{O}$  omniprésent pour les différentes lithologies au sein de la Formation d'Haüy constitue un excellent critère d'identification. Cimon (Allard *et al.*, 1979) fut le premier à utiliser ce caractère distinctif pour la Formation d'Haüy. Les études de Charbonneau et Dupuis-Hébert (1983) et de Picard *et al.* (1984) corroborent également ce caractère dans les secteurs limitrophes de la région étudiée. Les diagrammes AFM (figure 6) des basaltes et des andésites de la Formation d'Haüy montrent que ces roches se situent dans le champ calco-alcalin ou près de sa limite.

L'épaisseur minimale de la formation est estimée à 1 000 m environ.

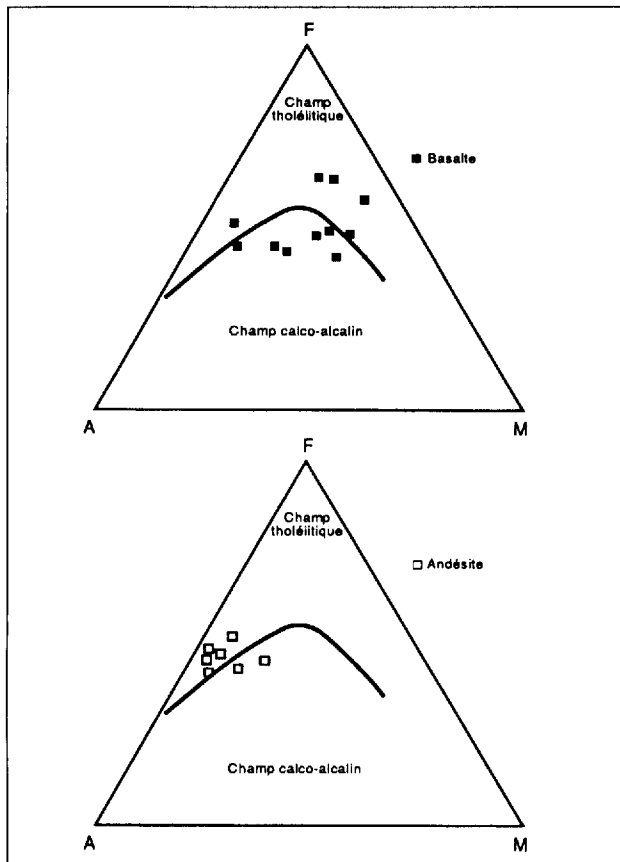


FIGURE 6 – Diagrammes AFM illustrant la composition des roches de la Formation d'Haüy.

## Corrélations entre les Formations du Groupe de Roy et du Groupe d'Opémisca de la région étudiée avec celles des secteurs avoisinants

Le tableau 2 illustre l'évolution du modèle stratigraphique entre les formations de la région étudiée et celles des secteurs avoisinants. Les Formations d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Bordeleau de la région étudiée sont respectivement, du point de vue lithostratigraphique, corrélatives avec les formations d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Bordeleau de Gobeil et Racicot (1983) et de Cimon (1979), ainsi qu'avec les roches des unités 1, 2 et 3 du Pré-Opémisca de Norman (1941a et 1941b).

Nous proposons d'abaisser la Formation de Chrissie de Charbonneau *et al.* (1982) au rang de membre qui ne comprendrait plus que la séquence de pyroclastites felsiques.

Les roches du Groupe d'Opémisca reposent en discordance sur celles du Groupe de Roy. La Formation de Stella et la Formation d'Haüy de la région étudiée sont respectivement, du point de vue lithostratigraphique, corrélatives avec les formations de Stella et d'Haüy de Gobeil et Racicot (1983) et de Cimon (1979), et, en gros, avec les unités 6 et 7 de Norman (1941). La Formation de Daubrée est corrélative avec la Formation de Daubrée de Charbonneau *et al.* (1982) et de Wolhuter (1960, 1962 et 1984).

TABLEAU 2 – Évolution du modèle stratigraphique qui sert de cadre aux formations de la région étudiée et à celles des secteurs avoisinants

NORMAN (1941)	DUQUETTE (1970)	CIMON (Allard <i>et al.</i> , 1979)	GOBEIL ET RACICOT (1983)	CHARBONNEAU ET AL. (1982)	PRÉSENTE ÉTUDE
Unités 6 et 7		Formation d'Haüy	Formation d'Haüy	Formation d'Haüy	Formation d'Haüy
Unité 6		Formation de Stella (Chébiastian dans le synclinal de Waconichi)	Formation de Stella (Chébiastian dans le synclinal de Waconichi)	Formation de Daubrée  Formation de la Trêve	Formation de Stella  Formation de Daubrée
Discordance	Formation de Blondeau	Discordance			
		Formation de Bordeleau (au synclinal de Waconichi)	Formation de Bordeleau (au synclinal de Waconichi)	Formation de Scorpio	Formation de Bordeleau
Unité 3		Formation de Blondeau	Formation de Blondeau	Formation de Blondeau	Formation de Blondeau
Unité 2		Formation de Gilman	Formation de Gilman	Formation de Gilman	Formation de Gilman
Unité 1	Formation de Gilman	Formation de Waconichi	Formation de Waconichi	Formation de Waconichi	Formation de Waconichi
		Formation d'Obatogamau	Formation d'Obatogamau	Formation d'Obatogamau	Formation d'Obatogamau
				Formation de Chrissie	Membre de Chrissie
?	Formation de Waconichi	?	?	?	?

# Roches intrusives

Plusieurs intrusions de composition variable ont envahi les roches volcaniques et sédimentaires de la région de Chapais. Les principales sont : le complexe de Lac Doré et le complexe de Cummings, de composition mafique à ultramafique ; les plutons de Presqu'île et de Chibougamau, de composition tonalitique à dioritique ; les intrusions des lacs Springer et Trenholme, de composition gabbroïque ; et le pluton d'Opémisca, de composition granodioritique à monzodioritique.

## Complexe de Lac Doré (Cld)

Le Complexe de Lac Doré a été reconnu comme une intrusion stratiforme différenciée par Allard (1956). Il comprend quatre zones : de la base au sommet, la zone anorthositique, la zone litée, la zone granophyrique et la zone de bordure supérieure. Le complexe de Lac Doré affleure de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau. Dans la partie occidentale du flanc nord de l'anticlinal, il s'est mis en place de manière légèrement discordante avec la Formation de Waconichi. Plus à l'est, sur le même flanc, il est soit en contact avec la Formations de Waconichi ou soit en contact avec la Formation de Gilman.

La partie du complexe de Lac Doré qui couvre le centre-est de la région étudiée fait partie de l'extrémité ouest du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Nous n'avons pas cartographié ce secteur et nous référons le lecteur, pour une étude plus exhaustive de ce complexe, aux travaux d'Allard (1976), de Racicot (1981) et de Daigneault et Allard (1990). Nous rapportons ici une description sommaire de chacune des zones.

La zone anorthositique, d'une épaisseur de 3 000 m (Daigneault et Allard, 1990), est composée d'anorthosite, de gabbro anorthositique et de gabbro. La zone litée, d'une épaisseur de 900 m, renferme des lits de pyroxénite et de gabbro riches en oxyde de fer titanifère et vanadifère (ferrogabbro), alternant avec des unités anorthositiques. Les roches de la zone litée passent graduellement à la zone granophyrique. La zone de bordure supérieure, qui est en contact avec la Formation de Waconichi, se compose de gabbro et d'anorthosite contenant par endroits une importante proportion de quartz.

## Complexe de Cummings (Bo, Ve et Ro)

Duquette (1976) fut le premier à utiliser le terme de complexe de Cummings dont la localité type est située dans le secteur du lac Cummings (canton de Roy). Le complexe s'est mis en place près de la base de la Formation de Blondeau. Il comporte trois filons-couches dis-

tincts, mais génétiquement reliés (Duquette, 1970) : le filon-couche de Roberge, à la base, et les filons-couches de Ventures et de Bourbeau au sommet.

Le complexe de Cummings affleure dans le SW ainsi que dans la partie centre-nord de la région étudiée. Seuls quelques cheminements de contrôle ont été effectués dans le secteur SW car nous avons utilisé les données de Minnova (1987, GM-46158 ; voir leur localisation sur la carte n° 2156B, hors texte). Dans le secteur SW, le complexe ne comporte que deux des trois filons-couches qui le caractérisent : le filon-couche de Ventures (Ve) qui atteint une épaisseur de 940 m et le filon-couche de Bourbeau (Bo) dont l'épaisseur est de 700 m. L'épaisseur totale (1 640 m) des deux filons-couches diminue d'ouest en est : à l'est de la faille «Chibougamau Copper», l'épaisseur totale est inférieure à 600 m. Ces filons-couches disparaissent à 1,6 km à l'ouest du lac Laura. Dans le centre-nord de la région, les filons-couches de Roberge, de Ventures et de Bourbeau sont présents et atteignent une épaisseur totale de 1 600 m.

Le filon-couche de Roberge (Ro) affleure sur les deux flancs du synclinal de Chibougamau, mais principalement sur le flanc sud. On en retrouve deux segments : l'un étant dans la partie supérieure de la Formation de Gilman et l'autre dans la Formation de Blondeau. Ce filon-couche est caractérisé par l'alternance de dunite, de péridotite et de pyroxénite. La dunite ne diffère de la péridotite que par un pourcentage plus élevé en olivine. Ces roches sont de couleur noire ou brun foncé en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Elles sont plus ou moins serpentinisées et contiennent généralement de la magnétite et, par endroits, de la serpentine fibreuse. La péridotite passe généralement à une pyroxénite vert pâle en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Le filon-couche de Roberge atteint une puissance de 500 m. Le filon-couche de Ventures est logé au contact des formations de Gilman et de Blondeau. Il est composé de pyroxénites, à la base, et de gabbros, dans sa partie supérieure. Lavoie (1972) et McMillan (1972) ont distingué cinq unités au sein du filon-couche de Ventures, dans le secteur de Chapais : trois unités pyroxéniques, à la base, et deux unités gabbroïques, au sommet. L'unité de pyroxénite verte inférieure (60 m d'épaisseur), à la base, est une roche riche en clinopyroxène, massive et de couleur gris verdâtre. Elle passe à une pyroxénite noire (350 m d'épaisseur) constituée de couches, en alternance, riches en cristaux d'olivine et clinopyroxène, et plus riches en clinopyroxène vers le sommet. Sa texture est équi-granulaire. Nous croyons, comme l'a proposé Poitras (1984), que la pyroxénite verte inférieure (*lower green pyroxenite*) ainsi que la pyroxénite noire (*black pyroxenite*)

décrites par McMillan (1972) pourraient être les équivalents du filon-couche de Roberge. La pyroxénite noire passe graduellement à la pyroxénite verte supérieure (60 m d'épaisseur) qui est marquée par la disparition de l'olivine et l'apparition de la magnétite titanifère et du plagioclase. La pyroxénite verte supérieure (*upper green pyroxenite*) décrite par McMillan (1972) est identique à la pyroxénite verte observée à la base du filon-couche de Ventures dans le centre-nord de la région. Cette pyroxénite est surmontée par l'unité de gabbro folié (90 m d'épaisseur) qui est constituée d'un gabbro grenu et homogène, avec de minces couches rythmiques. Chaque couche du gabbro folié est composée de pyroxène, à la base, avec un enrichissement en plagioclase, vers le sommet. Par endroits, nous avons observé, au nord du lac Opémisca, un gabbro lité où les couches de 10 à 15 cm d'épaisseur sont composées de pyroxène-magnétite, à la base, avec un enrichissement en plagioclase, vers le sommet. Le gabbro du Ventures (350 m d'épaisseur) se compose de plagioclase, de clinopyroxène et de magnétite titanifère, et se distingue facilement par sa texture ophitique à subophitique à grain grossier. Dans la partie sommitale, le gabbro du Ventures peut contenir jusqu'à 5 % de quartz. Le filon-couche de Ventures est l'hôte de la minéralisation des mines Springer et Perry, ainsi que de celle de l'ancienne mine Robitaille de Minnova, à Chapais.

Au-dessus du Ventures, dont il est séparé par des coulées mafiques et des pyroclastites de la Formation de Blondeau, le filon-couche de Bourbeau est composé d'une pyroxénite, à la base, suivie d'un leucogabbro et d'un ferrogabbro (ou d'une diorite à quartz), au sommet. La pyroxénite (15 à 50 m d'épaisseur) est massive et de couleur vert foncé à noire. L'unité intermédiaire est un leucogabbro dont la puissance est d'environ 300 m. Ce leucogabbro est massif, de couleur blanchâtre, tacheté de vert et il possède une texture subophitique. Il renferme principalement une proportion équivalente de pyroxènes et de plagioclases altérés et, dans une moindre part, de la chlorite et du leucoxène. Le ferrogabbro à quartz, au sommet, possède une puissance d'environ 350 m. La roche est de couleur noire, tachetée de blanc, et la texture varie de subophitique à panidiomorphique. Elle est composée en majeure partie de pyroxène et de plagioclase altéré, de 5 à 10 % de quartz arrondis et d'un peu de leucoxène. Le filon-couche de Bourbeau est l'hôte de la minéralisation de la mine Cooke de Minnova, à Chapais.

### Pluton de Chibougamau (Chi)

Le pluton de Chibougamau (Allard, 1956) occupe la partie axiale de l'anticlinal de Chibougamau. Il est généralement en contact avec la zone anorthositique du complexe de Lac Doré. Le pluton est en contact avec les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca, au SW, et avec les volcanites du Groupe de Roy, à l'extrémité ouest. Le pluton est constitué de quatre lithologies (Racicot,

1980 et 1981): une méladiorite à hornblende, une diorite quartzifère à hornblende, une tonalite à biotite et une leucotonalite.

Le pluton de Chibougamau occupe la partie SE de la région étudiée. Nous n'avons pas cartographié ce secteur et nous suggérons, pour une étude plus exhaustive de ce pluton, la lecture des travaux de Racicot (1980 et 1981) et de Daigneault et Allard (1990). Nous rapportons ici une description sommaire des lithologies présentes dans ce pluton.

La méladiorite est la première phase intrusive du pluton. La roche est gris verdâtre en surface altérée et vert foncé à noire en cassure fraîche. La granulométrie est variable (<0,5 jusqu'à 10 mm) et les variétés plus grossières sont généralement plus leucocrates que la variété commune. La méladiorite se présente en amas principaux, en enclaves dans les roches plus différenciées du pluton ou en dykes dans les roches encaissantes. La diorite quartzifère à hornblende représente l'une des premières phases intrusives du pluton. La roche est beige verdâtre en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée. Elle se présente en amas principaux, en injections dans la méladiorite, en enclaves dans les roches plus différenciées du pluton ou en dykes tardifs. La tonalite à biotite couvre la majeure partie du pluton et en représente la phase principale. La roche est blanc grisâtre ou beige en surface altérée et blanc grisâtre en cassure fraîche. La leucotonalite est la dernière phase majeure du pluton. La roche est blanche ou beige en cassure fraîche et blanc grisâtre ou verdâtre en surface altérée. Finalement, une série de dykes tardifs, de composition semblable à celle des unités principales, recourent les phases plus anciennes du pluton.

### Pluton de Presqu'île (Pi)

Le pluton de Presqu'île (Watkins et Riverin, 1982) est une masse circulaire mesurant 5 km de diamètre. Ce pluton, composé principalement de tonalite et d'une bordure de diorite, fait partie du massif de Lapparent. Le massif de Lapparent forme un dôme et est constitué de socle remobilisé. Il est marqué, en bordure par des intrusions variant de syncinématiques et postcinématiques (Racicot *et al.*, 1984), tonalitiques à granodioritiques.

Le pluton de Presqu'île affleure à l'extrémité sud de la région et correspond à la bordure nord du pluton de Lapparent qui est composé de tonalite et de diorite en bordure. La diorite et la tonalite ne se distinguent que par leur contenu en quartz. Le pluton possède une étroite auréole de métamorphisme de contact où les volcanites mafiques encaissantes sont transformées en amphibolites. La roche est blanchâtre et tachetée de vert. La granulométrie et le contenu en quartz diminuent vers la bordure de l'intrusion. De plus, la diorite est légèrement foliée près du contact. Des enclaves d'amphibolites sont dispersées à certains endroits dans le pluton.





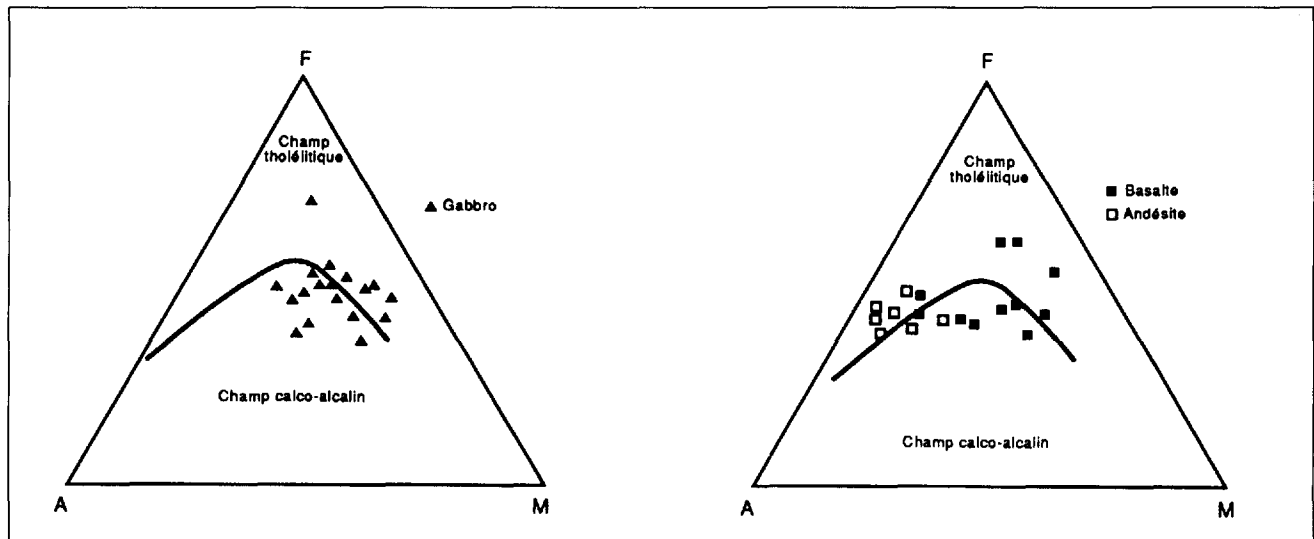


FIGURE 7 – Diagrammes AFM illustrant la composition des intrusions gabbroïques du lac Springer (à gauche) et des basaltes et andésites de la Formation d’Haüy (à droite).

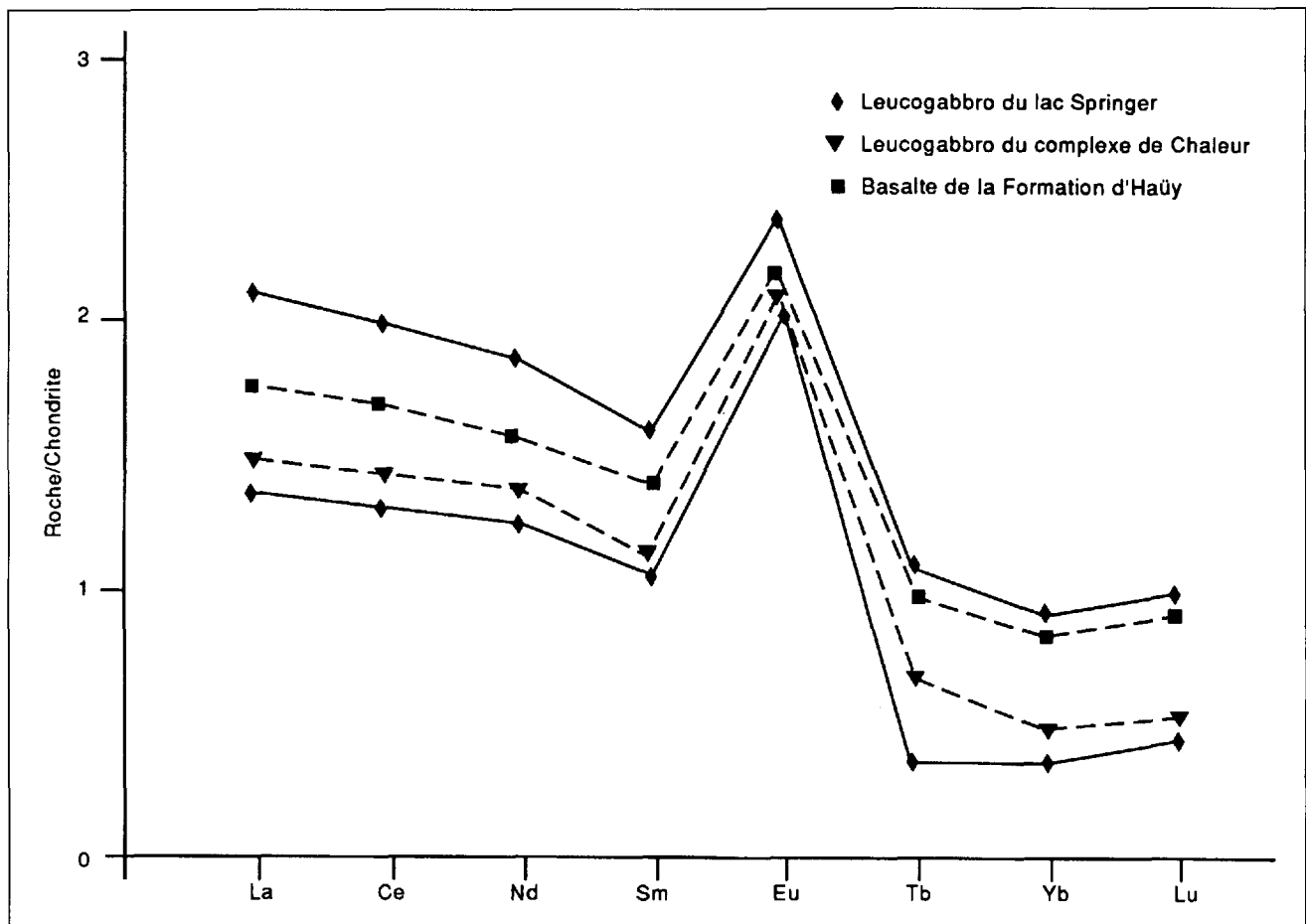


FIGURE 8 – Contenu en terres rares des leucogabbros du lac Springer et du complexe de Chaleur ainsi que des basaltes de la Formation d’Haüy.

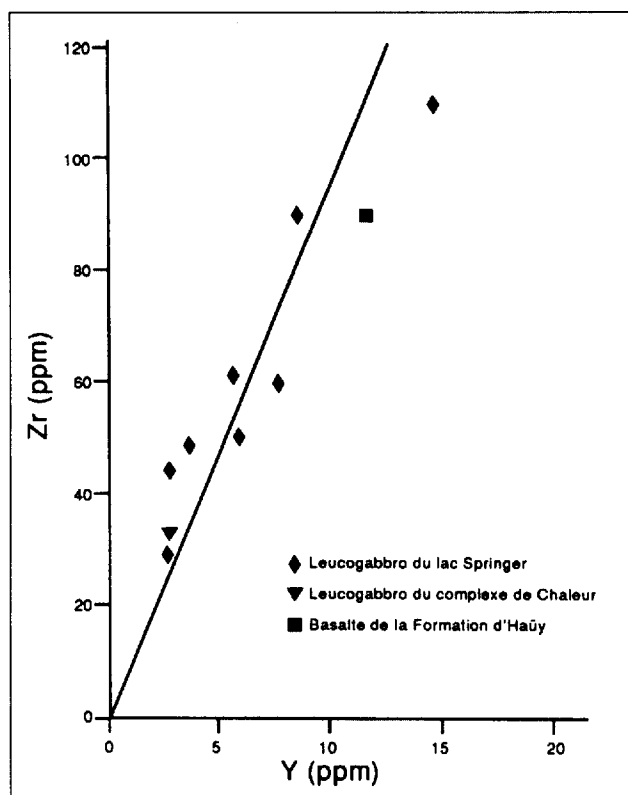


FIGURE 9 – Diagramme Zr en fonction de Y d'échantillons de leucogabbros du lac Springer et du complexe de Chaleur ainsi que d'un basalte de la Formation d'Haüy.

Les intrusions gabbroïques (leucogabbro) du lac Springer sont plus jeunes que les roches du Groupe de Roy qu'elles recoupent. La composition lithogéochimique de ces intrusions est similaire à celle des leucogabbros du complexe de Chaleur et à celle des basaltes de la Formation d'Haüy (figure 7). Une étude détaillée des terres rares et du contexte géologique, en relation avec les roches limitrophes, permettrait de mieux comprendre ces intrusions et de déterminer la possibilité de liens génétiques. Une étude préliminaire des terres rares de huit échantillons de leucogabbro du lac Springer, d'un échantillon de lave basaltique de la Formation d'Haüy et d'un échantillon du complexe de Chaleur (annexe I, tableau 10), montre une similitude dans le patron des terres rares (figure 8). La répartition des éléments en traces les moins mobiles (Zr et Y) est illustrée à la figure 9. La presque totalité des points peuvent être reliés par une droite de cristallisation pour les échantillons du lac Springer, du complexe de Chaleur et les basaltes de la Formation d'Haüy. Il est donc possible que tous ces corps ignés soient génétiquement liés.

#### INTRUSIONS GABBRÖIQUES DU LAC TRENHOLME (Lt)

Dans le secteur nord du lac Trenholme, des filons-couches ou des dykes de gabbro recoupent les roches sédimentaires de la Formation d'Haüy. Le gabbro est gris

ou vert sombre en surface fraîche et gris verdâtre à brunâtre en surface altérée. Les minéraux ferromagnésiens grossiers baignent dans une matrice riche en plagioclases et en ferromagnésiens. En lame mince, la texture du gabbro varie d'intersertale à subophitique.

Les gabbros du lac Trenholme (contenu en  $\text{SiO}_2$  entre 45,8 et 48,5 %) sont moyennement alumineux, riches en fer, en magnésium, en titane, en calcium, et pauvres en alcalins (annexe I, tableau 1p). Les analyses montrent que ces gabbros sont moins évolués que les laves de la Formation d'Haüy. Selon toute probabilité, les gabbros du lac Trenholme ne proviennent pas de la même source que les laves de la Formation d'Haüy.

#### Pluton d'Opémisca (Op)

Le pluton d'Opémisca (Wolhuter, 1970), originellement nommé «Opémisca Granite Intrusive» par Tolman (1932), est une masse intrusive de forme elliptique mesurant 24 km sur 11 km. Il est situé au coeur de l'anticlinal de Chibougamau et possède une auréole métamorphique où les volcanites mafiques sont transformées en amphibolites. Des enclaves d'amphibolites sont également présentes à l'intérieur du pluton. La composition minéralogique de ce pluton, malgré des variations, est généralement assez uniforme. Il est constitué de granodiorite dans la zone intérieure et de monzodiorite ou de monzodiorite quartzifère en bordure.

Le pluton d'Opémisca couvre le centre-ouest de la région étudiée. La foliation observée, à quelques endroits, respecte généralement la direction du contact de l'intrusion. En bordure, la monzodiorite ou la monzodiorite quartzifère est à grain moyen à fin et possède une texture équi-granulaire à faiblement porphyrique. La roche est rosâtre à blanchâtre. En lame mince (deux lames), elle se compose de plagioclase saussuritisé (65 à 70 %), de microcline (5 à 10 %), de quartz (2 à 8 %) et de hornblende (20 à 25 %). Le sphène et l'épidote sont les minéraux accessoires.

L'orientation WNW-ESE du pluton est discordante avec la structure régionale des roches encaissantes. Une brèche intrusive suit le contact, principalement dans les parties NW et E du pluton. La faible déformation tectonique, la forme subcirculaire, la composition chimique, la foliation primaire du pluton et l'absence de schistosité indiquent que cette intrusion est postcinématique.

#### Pluton de Rush (Ru)

Le pluton de Rush est situé dans le secteur nord de la région étudiée. Ce secteur est dépourvu d'affleurements et la présence d'un pluton tonalitique a été déduite à partir des données géophysiques. Ce secteur correspond à un creux gravimétrique ainsi qu'à une absence de relief magnétique (Dion *et al.*, 1992).

### **Dyke de diabase (I3B)**

Dans la partie ouest de la région, un dyke de diabase protérozoïque de direction ENE recoupe les roches des groupes de Roy et d'Opémisca ainsi que le pluton d'Opémisca. La puissance de ce dyke se situe entre 30 et 60 m. La roche est gris moyen et sa granulométrie varie de fine à moyenne. Elle est constituée de fines lattes de plagioclase et renferme des cristaux de pyroxène et de magnétite.

# Géologie structurale

Les roches de la région de Chapais ont été déformées lors de l'orogénèse kenoréenne. Des plis isoclinaux orientés E-W, auxquels est généralement associée une schistosité bien développée, donnent le grain tectonique régional. Nous nommons ces plis  $P_2$  puisque les roches de la région ont subi une première phase de déformation  $P_1$  antérieure ou partiellement synchrone à la formation des plis  $P_2$  (Daigneault et Allard, 1983). Le patron d'interférence en dômes et bassins de la région de Chibougamau pourrait résulter de la superposition de ces deux phases de déformation. Les principales structures de la région étudiée sont le synclinal et l'anticlinal de Chibougamau, le synclinal de Chevrillon, le synclinal de Chapais et deux plis d'entraînement particulièrement bien développés à Chapais.

La région étudiée est traversée par de nombreuses failles, les principales étant les failles Kapunapotagen et Faribault, Antoinette et du lac Sauvage d'orientation E-W, les failles Gwillim, Chibougamau Copper, Laura et Scott, orientées NE, et les failles Barlow et Leclerc d'orientation NNE. Outre ces principales failles, les roches de la région sont découpées par des fractures secondaires de directions E-W, NW, NE, N-S et NNE. Les failles NNE sont d'âge grenvillien et recoupent toutes les autres cassures de la région qui sont d'âge archéen.

## Les plis

Les roches de la région ont été affectées par quatre structures majeures : le synclinal et l'anticlinal de Chibougamau, le synclinal de Chapais et celui de Chevrillon.

Le synclinal de Chibougamau, qui couvre le centre-nord de la région, a une direction générale E-W, qui dévie vers le NW dans sa partie ouest, et les plongements varient de l'est vers l'ouest. Des plis d'entraînement occasionnent la répétition des strates de la Formation de Blondeau et du filon-couche de Bourbeau, avec de nombreux changements de polarité. La répétition des couches est également due à des failles directionnelles inverses ou de chevauchement. L'anticlinal de Chibougamau, qui couvre le centre de la région, suit une orientation WNW-ESE. Le cœur de cet anticlinal renferme les plutons de Chibougamau et d'Opémisca. Selon Cimon (1977), l'anticlinal coïnciderait avec une dorsale émergente soumise à une érosion intense avant le plissement kenoréen. Daigneault et Allard (1990) croient que la mise en place du pluton de Chibougamau serait responsable de l'amorce du soulèvement des couches vers la verticale, processus qui a été déclenché par une compression régionale N-S.

Le synclinal de Chapais est une structure majeure E-W tronquée au sud par la faille Kapunapotagen. Les critères de polarité, qui sont le granoclassement, les empreintes de charge et les lits entrecroisés dans les roches du Groupe d'Opémisca, montrent des sommets vers le sud. Les roches du Groupe de Roy, situées au sud de la faille, ont des sommets vers le nord. Ainsi, seul le flanc nord du synclinal de Chapais est présent dans la région étudiée. Deux plis secondaires affectent ce synclinal : un anticlinal synforme et un synclinal antiforme orientés en gros ENE et à plongement variant entre 45 et 60° vers le SE.

Le synclinal de Chevrillon couvre l'extrémité NE de la région. Sa trace axiale suit une direction E-W et il plonge vers l'est. Il comprend le filon-couche de Bourbeau et des strates de la Formation de Bordeleau.

## Schistosité régionale $S_2$

La schistosité régionale  $S_2$  est parallèle au plan axial des plis  $P_2$ . Son orientation générale est E-W, à pendage subvertical, et elle tend à se mouler aux pourtours des intrusions. Microscopiquement, cette schistosité résulte d'une orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens et des fragments de roches.

## Les failles

### FAILLE KAPUNAPOTAGEN

La faille Kapunapotagen, nommée par Charbonneau (1981), a pu être suivie sur une distance de plus de 100 km ; elle sépare les sédiments du Groupe d'Opémisca, à sommet vers le sud, des volcanites du Groupe de Roy, à sommet vers le nord. Elle est caractérisée par d'importantes zones de cisaillement d'une largeur variant de 10 à 15 m. Les zones de cisaillement présentent une altération en carbonates de fer, en chlorite, en épidote et, dans certains cas, en chloritoïde. La faille Kapunapotagen, dont le couloir de déformation est en gros parallèle à la schistosité régionale  $S_2$ , a été générée en compression et elle résulte d'un raccourcissement horizontal N-S. Le mouvement reconnu de cette faille est inverse.

### FAILLE FARIBAUT

La faille Faribault, nommée par Daigneault (1982), a d'abord été reconnue dans la partie nord du canton de McKenzie où elle sépare les volcanites de la Formation de Gilman, au sud, des sédiments de la Formation de Bordeleau, au nord. Elle a été suivie vers l'ouest par Beullac (1987), dans le canton de Barlow, où elle met en contact le filon-couche de Bourbeau et les volcanites de

la Formation de Gilman. Elle est caractérisée par d'importantes zones de cisaillement intense orientées E-W. Sa largeur varie de 10 à 20 m et elle présente souvent un patron anastomosé.

Dans la région étudiée, la faille Faribault affleure sur la rive sud du lac Chevrillon, où elle sépare le filon-couche de Bourbeau, au nord, et la Formation de Gilman, au sud. Le filon-couche de Bourbeau fait face au nord et les volcanites de la Formation de Gilman font face au sud. La faille est caractérisée par une zone de cisaillement intense, de 2 à 20 m de largeur, accompagnée par un fort enrichissement en carbonates de fer. Selon Daigneault et Allard (1990), la déformation plus intense au sein des volcanites de la Formation de Gilman que celle des sédiments de la Formation de Bordeleau, de même que la linéation d'étirement intense et abrupte, au sud de la faille, favorisent un mouvement à dominance inverse. Vers l'ouest, cette faille met en contact les roches du Groupe d'Opémisca, au nord, et les volcanites de la Formation de Gilman, au sud.

#### **FAILLE ANTOINETTE**

La faille Antoinette, nommée par Daigneault (1987), a d'abord été reconnue, dans le canton de Roy, par Allard *et al.* (1972) sous l'appellation de «faille du synclinal de Chibougamau». À cet endroit, la séquence des filons-couches de Roberge et de Ventures se répète deux fois. Une situation analogue se présente dans le canton de Cuvier (Gobeil, 1973). La faille Antoinette a également été décrite par Pilote (1984): elle a été tracée du lac Antoinette jusqu'au lac Bourbeau.

L'effet le plus important causé par la faille Antoinette est la répétition de la séquence des filons-couches de Roberge et de Ventures, au sud du synclinal de Chibougamau. Seuls quelques affleurement montrent des zones de cisaillement pouvant correspondre à cette faille. Selon Daigneault et Allard (1990), cette faille, tout comme la faille du lac Sauvage, consiste en un chevauchement du bloc nord sur le bloc sud, le long d'une faille redressée (à pendage sud) montrant par endroits un mouvement apparemment normal, mais quand même associé aux grands mouvements de chevauchement observés dans la région.

#### **FAILLE DU LAC SAUVAGE**

La faille du lac Sauvage a été reconnue par Allard (1975) dans le secteur du lac Williams, au nord du canton de Scott. Cette faille E-W représente en fait l'extension vers l'ouest de la faille du lac Sauvage que Daigneault et Allard (1990) ont reconnue dans le canton de McKenzie.

La faille du lac Sauvage consiste en un couloir de déformation où sont associées plusieurs zones de cisaillement. Les manifestations les plus évidentes de la présence de cette faille sont l'observation de schistes à chlorite, séricite, carbonate et chloritoïde qui forment des bandes parallèles à la direction des couches (Daigneault

et Allard, 1990). Selon ces auteurs, seule l'hypothèse d'un mouvement vers le sud peut expliquer la répétition de la séquence stratigraphique observée à partir d'une faille à fort pendage vers le sud.

#### **FAILLES GWILLIM ET CHIBOUGAMAU COPPER**

Dans le secteur de Chapais, Norman (1941a et 1945b) a cartographié une faille majeure, d'orientation NE, sans lui attribuer de nom. Archibald (1960) a désigné cette même structure sous le nom de «Campbell Lake fault» et, par la suite, Duquette (1966) lui assigne le terme de «faille du lac Gwillim».

La faille Gwillim, qui est suivie sur une distance minimale de 100 km se présente sous la forme d'un cisaillement contenant l'assemblage quartz-chlorite-carbonates. Dans la région étudiée, elle est recouverte par un épais dépôt quaternaire et nous ne l'avons pas observée directement. Nous déduisons sa présence par un rejet senestre des filons-couches du complexe de Cummings ainsi que par un rejet senestre de la faille Kapunapotagen sur plus de 2,5 km (composante horizontale), dans le secteur de Chapais. Elle est donc postérieure à la faille Kapunapotagen. Associée à la faille Gwillim, la faille Chibougamau Copper (Falconbridge Copper, 1979; GM-36316) est orientée ENE-WSW et possède un pendage subvertical variant du N au S. Elle montre un rejet senestre de 250 m (composante horizontale).

#### **FAILLE LAURA**

La faille Laura est une structure NE qui n'a pu être observée sur le terrain. Elle est déduite à partir de discontinuités lithologiques entre les différents blocs situés de part et d'autre de cette faille. Elle met en contact des roches du Groupe d'Opémisca, à l'est, et des roches du Groupe de Roy, à l'ouest. Des cisaillements secondaires orientés ENE, NW, NNW et E-W sont associés à la faille Laura.

#### **FAILLE SCOTT**

La faille Scott (Racicot, 1981), de direction NNE, s'étend sur une distance de plus de 20 km et les indices évidents de sa présence sont de nombreux cisaillements, une altération reliée à ces cisaillements, des veines de carbonates, hématite et quartz, un décalage de la bordure du pluton de Chibougamau ainsi que la troncature d'une unité lithologique de diorite quartzifère de ce même pluton (Racicot, 1981).

Dans la région étudiée, nous avons pu tracer le prolongement de la faille Scott du sud du lac Scott jusqu'au delà de la faille Kapunapotagen. Nous avons pu déduire sa présence par l'inflexion de la schistosité  $S_2$  dans le secteur immédiat de la faille Scott. Ainsi, la schistosité  $S_2$ , d'orientation générale  $N075^\circ$  à E-W, tend à être parallèle le long du tracé de cette faille orientée à  $N040^\circ$ .

Le mouvement de la faille Scott semble mineur et le changement d'orientation de la schistosité pourrait indiquer une légère composante horizontale senestre.

### FAILLES BARLOW ET LECLERC

Les failles Barlow et Leclerc sont des cassures d'orientation NNE qui recoupent nettement les failles E-W. Leur déplacement donne un rejet senestre apparent. Elles affectent généralement les roches sur des largeurs réduites (1 à 10 m) et leur présence à l'intérieur des volcanites mafiques de la Formation de Gilman, se manifeste sur des largeurs plus grandes (> 50 m).

### AUTRES CASSURES

De nombreuses cassures E-W, NW, NE et NNE (veines et cisaillements), moins importantes recoupent les roches de la région. Les veines E-W, qui renferment la majeure partie de la minéralisation à l'ouest de la faille Gwillim, dans le secteur de Chapais, ont un pendage vers le nord variant entre 60 et 76° (exemple : les veines 1 à 7, 11, 13, 22, 23 et 34 de la mine Springer). Des veines N-S à NNW, qui renferment les autres minéralisations à l'ouest de la faille Gwillim, dans le secteur de Chapais, ont un pendage de 70° vers l'est (exemple : les veines A, B, D et J de la mine Perry) ou sont orientées à N290°, avec un pendage variant de 70 à 80° (exemple : l'ancienne mine Cooke).

## Interprétation structurale

L'histoire tectonique (plissements et failles) de la région peut être divisée en deux grandes phases de déformation : l'orogénèse kenoréenne et la postorogénèse kenoréenne.

Les manifestations de la première phase de déformation kenoréenne, qui sont particulièrement importantes à l'est de la région étudiée, sont antérieures ou synchrones à la formation des plis  $P_2$  (Daigneault et Allard, 1983). La deuxième phase de déformation de l'orogénèse kenoréenne constitue l'événement tectonique le plus important. Cette deuxième phase, dont la contrainte  $\sigma_1$  était en gros orientée N-S, a engendré premièrement des plis isoclinaux qui sont responsables de l'orientation E-W dominante des strates et de la schistosité  $S_2$  associée. Par la suite, des corridors ont préférentiellement absorbé la contrainte N-S pour former des cisaillements E-W. Ces cisaillements représentent le point culminant de l'orogénèse kenoréenne. Selon Daigneault (1987), le mouvement des failles E-W est essentiellement inverse et aurait été produit par un charriage ou un transport tectonique allant du sud vers le nord pour les failles Kapunapotagen et Faribault, et du nord vers le sud pour la faille Antoinette. Selon ces auteurs, les mouvements opposés semblent s'être produits régionna-

lement dans un régime de déformation coaxiale, qui se décompose en deux familles de failles conjuguées non coaxiales.

Lors de cette même orogénèse (vers la fin), le pluton d'Opémisca se serait introduit dans les roches de la région étudiée. En effet, le pluton d'Opémisca recoupe la stratification ainsi que la schistosité régionale, et les roches situées à sa bordure ont un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites, comparativement au faciès des schistes verts atteint par le métamorphisme régional. Nous croyons également, que le renversement des couches des plis d'entraînement du secteur de Chapais est attribuable à la mise en place du pluton d'Opémisca et qu'il est postérieur à la déformation  $D_2$ . Wolhuter (1970) souligne que l'intrusion est en forme d'entonnoir, les roches granitiques du pluton ayant un pendage vers l'intérieur. Cet auteur suggère que l'injection forcée serait le mécanisme le plus important de mise en place du pluton, la déformation observée dans les roches encaissantes étant l'argument principal à l'appui de sa thèse.

Les failles de décrochement NE et les failles secondaires associées qui recoupent les structures anciennes (stratification, schistosité, axes de pli et faille de chevauchement E-W) sont l'illustration du coulissage engendré vers la fin de l'orogénèse kenoréenne. Le tableau 4 résume l'orientation ainsi que les directions du mouvement des zones de cisaillement, et la figure 10 montre l'orientation ainsi que la localisation des failles du secteur à l'est de Chapais. Nos données et notre interprétation sont compatibles avec celles de Dimroth *et al.* (1984) pour la partie de la faille du lac Gwillim située dans la région de Chibougamau.

En se basant sur les datations obtenues (Thorpe *et al.*, 1984) pour l'ancienne mine Cooke, à Chapais, la faille Gwillim et les failles secondaires associées auraient un âge variant entre 2 027 et 2 067 Ma. Ce système de failles serait donc nettement plus jeune que la déformation de l'orogénèse kenoréenne (2 600 à 2 800 Ma). Même si les contraintes qui ont produit les déformations de l'orogénèse kenoréenne et celles qui ont développé la faille Gwillim ont une même direction N-S, elles représentent deux épisodes distincts de déformation. La tectonogénèse, qui englobe aussi bien les phases tectoniques que les périodes séparant ces phases, s'étend généralement sur une durée d'environ 30 à 50 Ma. Finalement, Daigneault et Allard (1990) soulignent la présence d'un mouvement ultérieur postprotérozoïque le long de la faille Gwillim, dans le secteur de Chibougamau.

Les failles NNE recoupent toutes les autres cassures de la région étudiée. Daigneault et Allard (1990) interprètent la présence de ces failles comme une manifestation de l'orogénèse grenvillienne.

TABLEAU 4 – Failles secondaires liées à la faille Gwillim

Faille	Direction du mouvement du décrochement	Déplacement	Type de cisaillement
NE (Gwillim)	Senestre	4 à 5 km	Faille de décrochement
ENE (Chibougamau Copper)	Senestre	250 m	Faille de cisaillement
NNE (voisinage de Cooke)	Senestre	100 m	Failles de Riedel synthétiques
NW (Beaver Lake)	Dextre	100 m	Failles de Riedel antithétiques

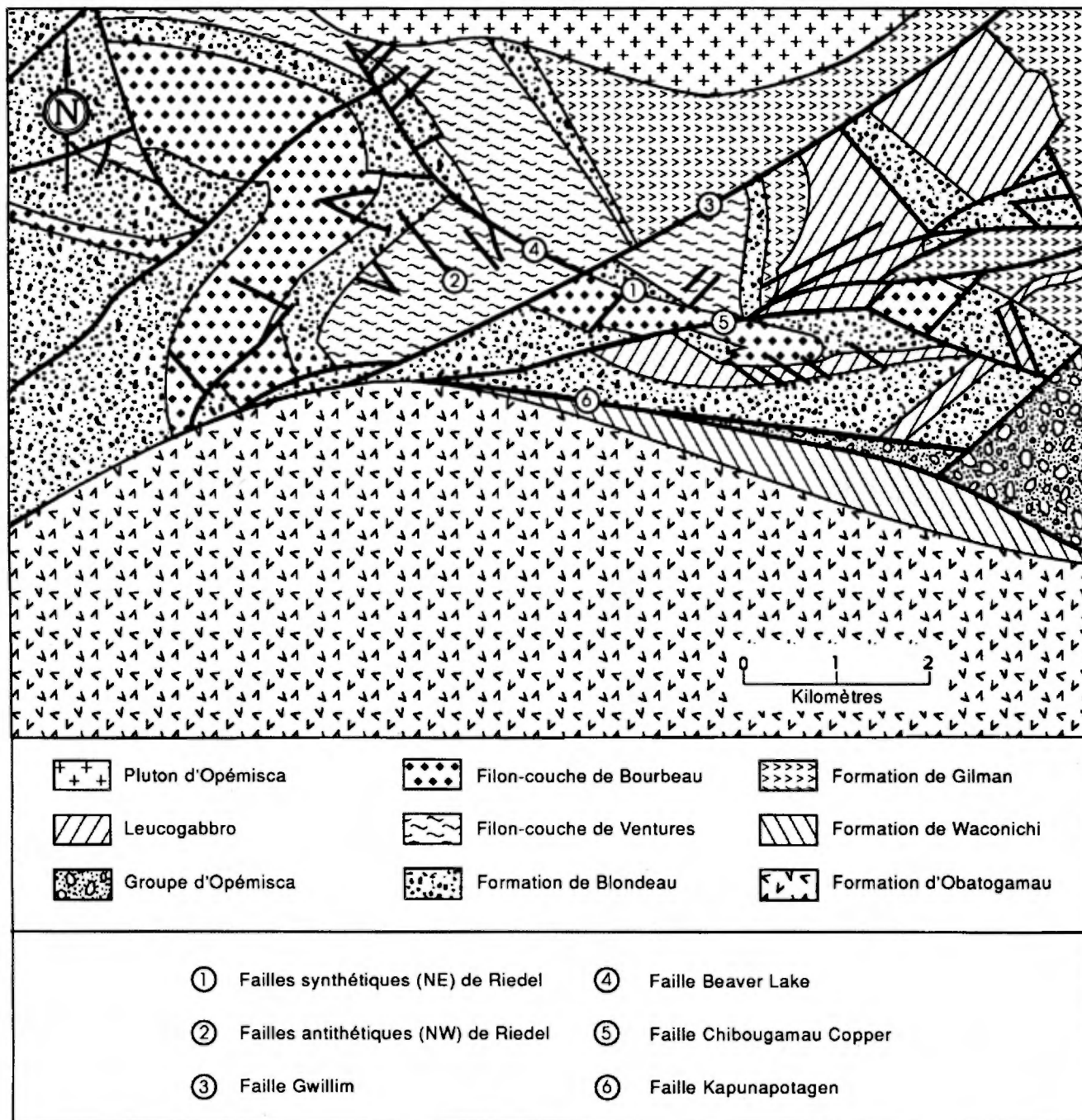


FIGURE 10 – Localisation de la faille Gwillim et des structures secondaires qui lui sont associées.



## Géophysique

La région de Chapais a été couverte par deux levés géophysiques aéroportés : un levé aéromagnétique publié par la Commission géologique du Canada, en 1957, et un levé électromagnétique INPUT publié par le MER, en 1978. À partir des données du levé du MER de 1978, des cartes couleurs des anomalies du champ magnétique total, du gradient magnétique total et des anomalies électromagnétiques ont été produites (MER, 1989). Un levé gravimétrique a également été réalisé par le MER en 1988 (non publié). Au cours de l'été 1989, nous avons procédé à l'échantillonnage des lithologies caractéristiques afin de mesurer la densité et la susceptibilité magnétique des formations de la région. Les résultats de tous ces travaux géophysiques ainsi que ceux du levé géologique de la région nous ont conduit à une synthèse géologique et géophysique de la région (Dion *et al.*, 1992).

La carte magnétique ainsi que la carte électromagnétique ont été utilisées pour faciliter l'interprétation géologique des secteurs possédant peu ou pas d'affleurements. La carte magnétique fait bien ressortir le complexe de Cummings, qui possède un relief magnétique fort, tandis que les plutons correspondent à de faibles reliefs magnétiques.

Trois profils gravimétriques ont été choisis pour une interprétation détaillée de l'anomalie de Bouguer. Les

coupes A-A', B-B' et C-C' (voir carte hors texte n° 2156F) révèlent des épaisseurs de roches volcaniques et sédimentaires inférieures à 5 km, exception faite du pluton d'Opémisca et du synclinal de Chibougamau.

L'assemblage volcanosédimentaire de la région ne dépasse pas 5 km et ce, malgré une succession de strates de 7 à 8 km d'épaisseur montrant des pendages très abrupts. Nous croyons, comme l'ont proposé Jensen et Langford (1985) pour la ceinture archéenne de Kirkland en Ontario, que la faible épaisseur des ceintures de roches vertes serait due à la transformation des roches volcaniques mafiques vers des séries plus évoluées, par fusion partielle des roches pré-existantes avec la croûte sialique. Gariépy (1983) suggère la présence d'une croûte sialique sous l'empilement volcanique de la ceinture archéenne de l'Abitibi située au Québec ; les granitoïdes proviendraient de la fusion partielle ainsi que d'une contribution de matériel sialique.

Les études récentes de Perceval *et al.* (1989) et de Green *et al.* (1990) ont démontré, pour les ceintures de roches vertes archéennes, la présence de réflecteurs subhorizontaux à faiblement inclinés entre 6 et 13 km de profondeur. Selon ces auteurs, les réflecteurs correspondraient à des tonalites intraplaques. Ainsi, la faible épaisseur de roches vertes dans la région de Chapais pourrait également s'expliquer par la présence de tonalite intraplaque à faible profondeur.



# Géologie économique

Les premiers indices de la région furent découverts en 1929 par Léo Springer puis vers 1938, Prospectors Airways fonce un premier puits à Opémiska. La dépression des années 30 et ensuite la Seconde Guerre mondiale mettent un frein à l'exploration dans la région. En 1948-1949 le ministère des Mines du Québec relie la région de Chibougamau à celle du Lac-Saint-Jean en construisant une route gravellée. La hausse du prix des métaux et les nouvelles facilités d'accès favorisent à nouveau l'exploration et permettent la découverte de la mine Springer. Puis, suivent les mines de Perry, Robitaille et Cooke. De nombreux autres indices et gîtes sont également présents dans la région. Les principaux sont le gîte Selco et celui du lac Laura.

## Description des zones minéralisées

### ANCIENNE MINE SPRINGER

L'ancienne mine Springer est située à la limite NNW de la localité de Chapais. Le gabbro ophitique du filon-couche de Ventures constitue l'encaissant de cette mine. La complexité du gisement réside dans le patron structural. Les zones minéralisées qui furent exploitées à la mine Springer occupaient des cassures E-W parallèles au plan axial d'un anticlinal synforme. Ce réseau de fractures a pu se développer lors de la formation des plis régionaux (déformation de charnière), à cause de la fragilité des phases grossièrement cristallisées ainsi que de la texture ophitique du filon-couche de Ventures, comme l'ont proposé Watkins et Riverin (1982).

La veine principale (veine n° 3) est la plus étendue avec une longueur de 900 m, une largeur de 6 m et une extension en profondeur supérieure à 1 000 m. On y a extrait 6 491 793 t à 2,61 % Cu et 0,69 g/t Au. La veine n° 7, avec une longueur de 606 m, une largeur de 2,4 m et une extension en profondeur de 1 000 m, est la seconde en importance. On y a extrait 616 320 t à 1,88 % Cu et 2,37 g/t Au. Outre ces deux veines, une quinzaine d'autres ont été exploitées à ce jour, pour un total de 12 468 000 t à 2,56 % Cu et 1,23 g/t Au.

La composition minéralogique des veines (McMillan, 1972) est constituée de chalcopryrite et, dans une moindre part, de pyrite et de pyrrhotite, ainsi que de quantités mineures de sphalérite, galène, molybdénite et arsénopyrite. Le quartz est le minéral principal de la gangue. Elle contient également de la calcite et de faibles quantités de biotite, actinote, stilpnomélane, feldspath potassique, chlorite et axinite.

### ANCIENNE MINE PERRY

L'ancienne mine Perry est située à 400 m à l'est de la mine Springer. L'environnement géologique de l'ancienne mine Perry est constitué principalement du gabbro ophitique du filon-couche de Ventures et, dans une moindre part, du gabbro folié du même filon-couche. Les zones minéralisées sont orientées NNW à pendage vers le NE. Elles occupent des fractures parallèles, sur le flanc nord d'un anticlinal synforme, et sont orthogonales au plan axial du pli. Nous croyons que ces fractures sont associées à la formation de plis  $P_2$  avec déformation de flancs ainsi qu'à la fragilité du filon-couche de Ventures. Ces mêmes fractures, qui renferment la minéralisation, ont été recoupées par des failles tardives NW associées à la faille Gwillim.

Les zones B et D étaient les plus étendues. La zone B avait une longueur de 455 m, une largeur de 12 m et une extension en profondeur de 600 m. La zone D avait une longueur de 330 m, une largeur de 7,6 m et une extension en profondeur de 750 m. On y a extrait respectivement 3 309 103 t à 2,45 % Cu et 0,34 g/t Au, et 1 870 742 t à 2,05 % Cu et 0,28 g/t Au. La production totale de la mine Perry, à ce jour, s'élève à 8 890 720 t à 2,16 % Cu et 0,24 g/t Au.

La composition minéralogique des veines (McMillan, 1972) est similaire à celle des veines de la Mine Springer.

### ANCIENNE MINE ROBITAILLE

L'ancienne mine Robitaille est située à 2,4 km au NE de la localité de Chapais. L'environnement géologique est constitué des gabbros ophitique et folié du Ventures. Une seule veine orientée WNW a été exploitée. Les types de minéralisation et le contrôle structural sont similaires à ceux de l'ancienne mine Springer. On y a extrait 200 000 t de minerai à 1,86 % Cu durant son exploitation (de 1969 à 1972).

### ANCIENNE MINE COOKE

L'ancienne mine Cooke est située à 2,8 km à l'est de Chapais. L'environnement géologique est constitué principalement du leucogabbro du filon-couche de Bourbeau et, dans une moindre part, du ferrogabbro à quartz de ce même filon-couche. Rappelons que le filon-couche de Bourbeau surmonte stratigraphiquement le filon-couche de Ventures. Deux principales zones minéralisées (les veines n° 7 et 9) ont été exploitées à la mine Cooke. Ces deux veines (Dubé et Guha, 1986a et 1986b) correspondent à un ensemble de plusieurs zones de cisaillement minéralisées d'orientation E-W à NW. La largeur des

cisaillements varie généralement entre 2 et 3 m. Nous croyons que ces zones de cisaillement sont associées à la faille Gwillim.

La zone 8-5, pour sa part, est une petite masse de sulfures massifs localisée dans les volcanoclastites de la Formation de Blondeau, à la base du filon-couche de Bourbeau.

La composition minéralogique (Dubé et Guha, 1986a et 1986b) des veines ou veinules est constituée de chalcopryrite et de proportions beaucoup moindres de pyrrhotite, d'arsénopyrite et de pyrite. La gangue est formée de quartz et de carbonates. Elle diffère de celle des mines à l'ouest de la faille Gwillim (Springer, Perry et Robitaille) par une teneur plus faible en chalcopryrite ainsi que par des teneurs plus élevées en or, scheelite et arsénopyrite. Quant à la zone 8-5, elle contenait de la pyrrhotite, de la chalcopryrite, de la sphalérite et, dans une moindre part, de la pyrite, de la tétrahédrite et des traces de galène et de linnéite (Bélanger *et al.*, 1984). On a extrait de la mine Cooke (de 1976 à 1989) 1 800 000 t de minerai à 0,66 % Cu et 5,17 g/t Au.

### GÎTE SELCO

Le gîte Selco, situé dans le canton de Scott environ à 17 km au NE de Chapais, fut découvert par Selco en 1976, suite à un levé électromagnétique aéroporté. Ce gîte de sulfures massifs d'origine volcanogène est logé dans un assemblage de volcanites felsiques associées à des coulées mafiques ainsi qu'à une masse de porphyre à quartz. La propriété est détenue par Thunderwood Resources. Les travaux, à ce jour, ont permis d'estimer des réserves de 705 000 t titrant à 0,41 % Cu, 6,87 % Zn, 11,7 g/t Ag et 0,31 g/t Au.

### GÎTE DU LAC LAURA

Le gîte du lac Laura est situé à 0,8 km au NW du lac Laura. Un indice y avait été découvert en 1955 par forages (Chibougama Copper et Longside Copper Mining Co. Ltd, 1956). Les meilleures teneurs obtenues étaient 1,43 % Zn et 1 g/t Au sur 60 cm (forage n° 1), ainsi que 0,12 % Cu et 0,8 g/t Au sur 3,8 m (forage n° 2, GM 4574-B). Au cours des trente dernières années, ce secteur a été exploré par différentes compagnies dont Opagold Mines (1950), D'Aragon Mines (1956) et Longside Copper Mining Co. (1968 et 1970). Entre 1983 et 1986, Falconbridge Copper y a effectué des travaux de géophysique et de géologie, ainsi que plusieurs forages qui ont permis la découverte de deux structures E-W montrant un relief hautement magnétique (structures 113N et 113S). À la suite de vérifications par forages, la Compagnie Minnova et son partenaire Messeguy ont entrepris un programme d'exploration souterraine. La première phase du programme, terminée en novembre 1988, a consisté à foncer une rampe de 545 m à travers trois structures aurifères pour en évaluer la continuité, à creu-

ser quelque 240 m de galerie et à réaliser 4 300 m de forages souterrains. Lors du fonçage, trois nouvelles zones de sulfures ont été découvertes.

L'environnement géologique de ce gîte est constitué d'un gabbro leucocrate à grain fin et d'un gabbro leucocrate à phénocristaux de pyroxène recoupé par un gabbro fin mafique, ainsi que par un dyke acide qui recoupe la Formation de Blondeau. Le patron structural, mal connu, est complexe. Les structures minéralisées E-W sont recoupées par plusieurs failles : la faille Laura, orientée NE, et des failles secondaires orientées ENE, NNE, NNW et E-W.

La minéralisation observée dans ce gîte est l'or, l'argent, le cuivre, le zinc et le plomb. La meilleure teneur obtenue lors de l'échantillonnage de la galerie a été de 7,16 g/t sur une largeur de 1,5 m et sur une longueur de 36,4 m. On y a extrait, à ce jour, 2 000 t de minerai.

### AUTRES INDICES

Plusieurs autres indices sont présents dans la région étudiée. Les tufs de la Formation de Blondeau contiennent des amas de sulfures massifs et des sulfures remobilisés dans des veines. Les filons-couches du complexe de Cummings contiennent des sulfures (1 à 2 % de pyrite et pyrrhotite, et un peu de chalcopryrite) disséminés dans des filons de quartz. Les minéralisations en pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite se présentent également sous la forme de remplissage de fractures, le long des zones de faille. Finalement, des zones de pyrite massive sont présentes à l'intérieur de la Formation d'Obatogama. La localisation des fiches de gîte décrivant ces indices apparaît sur les cartes géologiques et le tableau 5 en donne une brève description.

## Interprétation gîtologique

Les minéralisations de la région peuvent être regroupées en trois principaux types : 1) synvolcaniques ; 2) syndéformation kenoréenne ; 3) tardidéformation kenoréenne.

La zone 8-5 de la mine Cooke (Cu, Zn, Po, Py) est considérée comme un dépôt de sulfures massifs synvolcanique. Les sulfures massifs, disséminés ou en veinules, reposent sur une cheminée d'altération (Bélanger *et al.*, 1984). Nous croyons que les minéralisations polymétalliques (Cu, Pb, Zn, Py, Po, Au) du gîte du lac Laura et celui de Selco, ainsi que les zones de pyrite massive observées à l'intérieur des formations d'Obatogama et de Blondeau sont également des dépôts de sulfures massifs synvolcaniques, même si les cheminées d'altération ne sont pas toujours observées. Le type de minéralisation et les relations en gros concordantes avec les couches suggèrent une telle interprétation. Dans le cas du gîte du lac Laura, la minéralisation a été remobilisée le long de fractures E-W.

**TABLEAU 5 – Indices minéralisés de la région de Chapais (début)**

N° de la fiche de gîte ou nom de l'indice	Roche encaissante	Type de minéralisation et altération	Minéralisation	Teneur	Source
32G/15-003	Lave de la Formation d'Haüy	Syngénétique Carbonatation	Cp, Sp, Py, Po, Ag	5,14 g/t Ag, 0,3 % Cu sur 1,5 m	GM-29961
32G/15-004	Lave de la Formation de Blondeau	Syngénétique Carbonatation, chloritisation	Sp, Cp, Ag, Py, Po	15,79 g/t Ag, 0,8 % Cu, 3 % Zn sur 60 cm	GM-24532
32G/15-008	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique et veine à N045° Carbonatation, épidotisation	Py, Cp, Sp, Po	1,51 % Cu, 0,8 % Zn sur 45 cm	GM-15091
32G/15-010	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique et veine à N090° Chloritisation, carbonatation	Cp, Py, Po	0,35 % Cu sur 7 m	GM-4800B
32G/15-012	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Cp, Po, Py, Ag, Sp	0,4 % Cu sur 1,5 m	GM-6168
32G/15-015	Filon-couche de Bourbeau	Veine à N080° Carbonatation, chloritisation	Py, Au	65,15 g/t Au (échantillon)	GM-5788
32G/15-019	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Cp, Sp		Gobeil 1975
32G/15-024	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Py, Po, Cp, Ag	0,25 % Cu sur 50 cm, 3,33 g/t Ag sur 30 cm	GM-29157
32G/15-026	Pyroxénite du Roberge	Substitution et veine EW Serpentinisation	Cs, St, Mg		ES-14
32G/15-027	Tuf de la Formation de Blondeau	Veine Carbonatation, chloritisation	Py, As, Po, Cp	0,28 % Cu sur 4,5 m, 4,4 g/t Ag sur 1,6 m	GM-30606
32G/15-030	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Po, Py, Cp, Sp	0,35 % Cu sur 4,2 m, 1,05 % Cu, 2 g/t Au sur 60 cm	GM-27518 GM-29157
32G/15-031	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Py, Po, Cp	0,39 % Cu sur 7,3 m, 1,65 % Cu sur 1,5 m	GM-4430B
32G/15-032	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Cp, Py, Po, Mg, Ag	1,76 % Cu sur 2 m	GM-20521
32G/15-035	Lave de la Formation de Gilman	Syngénétique Carbonatation, épidotisation, serpentinitisation	Py, Po, Cp		GM-4465A GM-4465B
32G/15-036	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique Carbonatation	Mg, Py, Po		GM-5869 RP-227
32G/15-037	Filon-couche de Bourbeau	Veine N100° et N045° Carbonatation, chloritisation	Au	0,68 g/t Au, (échantillon) 7,83 g/t Au	GM-10349 GM-907A

Ag : argent ; As : arsénopyrite ; Au : or ; Co : cobaltite ; Cp : chalcopryrite ; Cs : chrysotile ; Fc : fuchsite ; Gl : galène ; Hm : hématite Mg : magnétite ; Mo : molybdène ; Ni : nickélfère ; Po : pyrrhotite ; Py : pyrite ; Sp : sphalérite ; St : serpentine

N° de la fiche de gîte ou nom de l'indice	Roche encaissante	Type de minéralisation et altération	Minéralisation	Teneur	Source
32G/15-039	Tuf de la Formation de Blondeau	Veine N330° Carbonatation	Cp, Sp, Py, Po	1,47 % Cu, 0,2 % Zn sur 60 cm, 3 % Cu (échantillon)	GM-1733A GM-19398
32G/15-040	Granodiorite du pluton d'Opémisca	Amas	Mg		GM-10903A GM-3342 GM-11941
32G/15-041	Porphyre (dyke)	Veine Chloritisation, carbonatation	Au, Mo, Hm, Ag	0,69 g/t Au, 6,52 g/t Ag	GM-4921B
32G/15-043	Pluton de Chibougamau	Veine N030° à N050° Carbonatation, chloritisation et épidotisation	Py, Cp, Po, Mg, Ag	9,5 % Cu, 1,0 g/t Au, 10,2 g/t Ag sur 15 cm	GM-5736B
32G/15-045	Pluton de Chibougamau	Veine N065° Carbonatation, chloritisation et épidotisation	Py, Au	0,32 % Cu, 0,27 g/t Au sur 4,5 m	GM-4654B
32G/15-048	Pluton de Chibougamau	Veine N060° Carbonatation	Cp, Py, Po		GM-25273
32G/15-050	Pluton de Chibougamau	Veine N Carbonatation	Cp, Au, Py	1,71 g/t Au et 0,25 % Cu (échantillon)	GM-4660
32G/15-051	Pluton de Chibougamau	Veine Carbonatation	Cp, Au, Py	1,70 % Cu et 1,37 g/t Au (échantillon)	GM-4052E
32G/15-052	Andésite de la Formation de Waconichi	Veine N080° Carbonatation, chloritisation	Cp, Py, Au, Ag	3,8 % Cu, 1,02 g/t Au sur 1,2 m, 2,85 % Cu, 0,34 g/t Au sur 1,5 m	GM-2050B
32G/15-053	Anorthosite du complexe de Lac Doré	Veine N075° Carbonatation, épidotisation	Cp, Au, Ag	3,85 % Cu, 4,1 g/t Au sur 1,2 m	GM-5278
32G/15-054	Complexe de Lac Doré	Veine N290°	Sp, Py, Po, Ag	21,9 g/t Au sur 50 cm, 14,5 g/t Au sur 7 cm	GM-3687B GM-2192
32G/15-056	Basalte de la Formation d'Obatogamau	Veine N290°	Py, Au	12,3 g/t Au (échantillon)	GM-36508
32G/15-058	Andésite de la Formation de Gilman	Veine Carbonatation	Py, Po, Cp, Sp, Ag, Ni		GM-4095B
32G/15-059	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique Carbonatation, chloritisation	Cp, Ag, Sp, Gl, Py, Po	12,9 % Cu, 3,1 % Zn, 129,9 g/t Ag sur 1,2 m	GM-7716
32G/15-060	Tuf de la Formation d'Obatogamau	Indéterminé Carbonatation, chloritisation	Cp, Au, Ag, Sp, Py	2,4 % Cu, 22 % Zn, 0,25 % Cu sur 1,1 m	GM-3982 GM-1572A
32G/15-063	Tuf de la Formation d'Obatogamau	Indéterminé Carbonatation, chloritisation	Py, Po, Sp, Au, Ag, Cp		GM-4327B

N° de la fiche de gîte ou nom de l'indice	Roche encaissante	Type de minéralisation et altération	Minéralisation	Teneur	Source
32G/15-067	Gabbro du filon-couche de Ventures	Veine N305° Chloritisation, carbonatation	Cp, Sp, Au, Gl, Ag, Mo, Co	0,79 % Cu, 6 g/t Au, 16,1 g/t Ag sur 4,6 m, 1,65 % Cu, 11,6 g/t Ag sur 90 cm	GM-8479A
32G/15-068	Tuf de la Formation de Gilman	Syngénétique	Sp, Pb, Cp		DPV-503
32G/15-070	Tuf de la Formation d'Obatogamau	Syngénétique	Py, Cp		GM-4911
32G/15-071	Pyroclastites de la Formation de Blondeau	Syngénétique Carbonatation, chloritisation	Py, Po, Zn, Gl, Cp	0,65 % Cu sur 75 cm, 0,1 % Cu, 0,5 g/t Au sur 4 m	GM-3925 GM-29660
32G/15-072	Argilite de la Formation de Stella	Syngénétique	Py, Po, Cp	0,7 % Cu sur 1,1 m	GM-4834B
32G/15-074	Pluton de Chibougamau	Veine	Cp, Py, Mo		DP-319
32G/15-076	Pluton de Chibougamau	Veine N070° Carbonatation, chloritisation	Cp, Py, Au	1,45 % Cu sur 2,3 m	GM-10633
32G/15-077	Pluton de Chibougamau	Veine N315°	Py, Cp	0,2 % Cu sur 27 cm	GM-10633
32G/15-078	Anorthosite du complexe de Lac Doré	Veine N Carbonatation, oxydation	Au, Py	49,99 g/t Au sur 20 cm, 8,4 g/t Au sur 1,2 m	GM-28681
32G/15-079	Anorthosite du complexe de Lac Doré	Veine N290° Chloritisation, amphibolitisation	Cp, Py, Au, Mo	1,6 % Cu sur 15 cm	GM-3377
32G/15-082	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique	Sp, Cp	3,23 % Zn et 0,4 % Cu (échantillon)	Inédit BA-79-07
32G/15-083	Tuf de la Formation de Waconichi	Syngénétique	Cp, Sp, Ag	971 000 t à 6,2 % Zn, 0,045 % Cu, 12,6 g/t Ag	
32G/15-084	Tuf de la Formation de Blondeau	Syngénétique Carbonatation, chloritisation	Po, Cp, Py		GM-26740
32G/15-085	Péridotite et dunite du filon-couche de Roberge	Indéterminé Serpentinisation	Cs, St	108 g/t Ag, 29 % Cu, 0,5 g/t Au sur 1,72 m	Inédit BA-79-14
32G/15-086	Grès de la Formation Stella	Veine Carbonatation, chloritisation	Ag, Cp		Inédit Scott
32G/15-087	Gabbro de la Formation de Gilman	Veine WNW Silicification, métamorphisme	Cp, Au, Ag		79-01 GM-39430

N° de la fiche de gîte ou nom de l'indice	Roche encaissante	Type de minéralisation et altération	Minéralisation	Teneur	Source
Asselin	Filon-couche de Bourbeau	Veine	Au	Moyenne de 0,5 % Cu sur 1 à 3 m	GM-47732
Barlow ouest	Lave de la Formation de Gilman	Veine N100° Carbonatation, chloritisation	Py, Au	2,4 g/t Au (échantillon)	Présente étude
Croteau est	Gabbro du filon-couche de Bourbeau	Veine EW Carbonatation	Py, Au	3,4 g/t, 3,7 g/t Au sur 30 cm	ET-87-05
Dadson	Gabbro de la Formation de Gilman	Veine Carbonatation	Py, Cp, As, Fc	6 g/t Au (échantillon)	GM-45300
Lac Dulieux	Pluton de Chibougamau	Veine N160° Carbonatation	Py, Cp, Fc, Ag, Au, Zn	100 et 400 ppb Au (échantillon)	GM-48166
Simard	Lave de la Formation de Gilman	Cisaillement et veine EW Carbonatation	Py, As	3,73 g/t Au, 7,79 g/t Ag, 3,04 % Zn et 2,35 % Cu (dans échantillons)	GM-45300
Tass	Gabbro du filon-couche de Bourbeau	Cisaillement et veine EW Carbonatation	Py, Cp, Au	7,54 g/t Au	GM-40483



Les minéralisations syndéformation sont représentées par les gisements des mines Springer, Perry et Robitaille, situés à l'ouest de la faille Gwillim. Les minéralisations (Cu, Au, Ag) sont concentrées dans des réseaux de fractures qui formaient des espaces ouverts lors de la formation des plis (pli à déformation de charnière et de flancs), dans les phases grossièrement cristallisées du filon-couche de Ventures. Par endroits, ces minéralisations peuvent avoir été partiellement remobilisées lors de la déformation de la faille du lac Gwillim (Au, Cu).

Les minéralisations tardidéformation kenoréenne sont représentées par l'ancienne mine Cooke située à l'est de

la faille Gwillim. Les minéralisations sont confinées à une zone de cisaillement ESE (faille secondaire de la faille Gwillim). Ce cisaillement ESE a été affecté par les derniers mouvements NE de la faille Gwillim.

Outre les minéralisations syngénétiques (dépôts de sulfures massifs), toutes les minéralisations de la région de Chapais sont épigénétiques et le contrôle structural est très important. Les failles archéennes et les plis associés à une lithologie propice (filon-couche de Ventures) peuvent avoir créé un réseau de fracture ayant permis le passage des liquides hydrothermaux.



## Conclusion

La région cartographiée est couverte par les Formations d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Bordeleau (Groupe de Roy), de Daubrée, de Stella et d'Haüy (Groupe d'Opémisca). Les roches du Groupe d'Opémisca reposent en discordance sur celles du Groupe de Roy. Ces formations sont, du point de vue lithostratigraphique, corrélatives avec le modèle stratigraphique décrit par Gobeil et Racicot (1983) pour la région de Chibougamau.

Plusieurs intrusions de composition variable ont envahi les roches volcaniques et sédimentaires de la région étudiée. Les principales intrusions sont le complexe de Lac Doré et le complexe de Cummings (de composition mafique à ultramafique), les plutons de Chibougamau et de Presqu'île (de composition tonalitique à dioritique), le pluton d'Opémisca (de composition granodioritique à monzodioritique), et les intrusions gabbroïques du lac Springer (constituées principalement de leucogabbros à cristaux idiomorphes de pyroxène). Les analyses chimiques des leucogabbros du lac Springer montrent un contenu élevé en  $\text{Na}_2\text{O}$  et moyennement élevé en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{MgO}$ , similaire aux basaltes de la Formation d'Haüy. Une étude préliminaire des terres rares de ces leucogabbros révèle une similitude avec les basaltes de la Formation d'Haüy et les leucogabbros du complexe de Chaleur. Il est donc possible que tous ces corps ignés soient génétiquement reliés. Finalement, des gabbros nettement moins évolués que les roches de la Formation d'Haüy (faible contenu en  $\text{K}_2\text{O}$ ) recouperont cette dernière.

Les roches de la région ont été déformées lors de l'orogénèse kenoréenne. Des plis isoclinaux orientés E-W, auxquels est généralement associée une schistosité  $S_2$  bien développée, donnent le grain tectonique régional.

Le synclinal de Chapais est la principale structure et son axe est orienté en gros E-W. Les roches sont également affectées par de nombreuses failles. Au sud de la région, la faille Kapunapotagen de direction E-W, caractérisée par de forts cisaillements, sépare les roches du Groupe de Roy de celles du Groupe d'Opémisca. La faille du lac Gwillim est une faille de décrochement senestre qui affecte la faille Kapunapotagen. De nombreuses failles secondaires (fractures de Reidel et cisaillements) sont associées à la faille du lac Gwillim.

L'étude gravimétrique montre que l'extension en profondeur de la séquence volcanique et sédimentaire n'excède pas 4 km et cela, malgré une succession de volcanites de 7 à 8 km d'épaisseur ainsi qu'un pendage des strates très abrupt. La faible extension en profondeur de cette séquence résulterait soit de la transformation des volcanites mafiques, à la base, vers des séries plus évoluées, au sommet, par fusion partielle des roches pré-existantes avec la croûte sialique, ou soit par l'intrusion d'une tonalite intraplaque.

Les minéralisations de la région peuvent être regroupées en trois principaux types : synvolcanique, syndéformation kenoréenne et tardidéformation kenoréenne.

La zone 8-5 de la mine Cooke et le gîte du lac Laura (minéralisations en Cu, Zn, Pb, Au), ainsi que les dépôts de pyrite massive appartiennent au premier type. Les dépôts des mines Springer, Perry et Robitaille (Cu, Ag, Au) appartiennent au deuxième type. Quant aux minéralisations tardikenoréennes, elles sont présentes à la mine Cooke.

Les zones de cisaillements E-W, les charnières de plis associés à des roches cassantes et les cassures reliées à la faille Gwillim constituent les métallotectes favorables à la minéralisation cuprifère et aurifère dans la région.



# Références

- ALLARD, G.O., 1956 – The geology of a portion of McKenzie Township, Chibougamau district, Québec. University John Hopkins, Baltimore; thèse de doctorat inédite, 168 pages.
- \_\_\_\_\_ 1972 – Geology of the northeast quarter of Scott Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-118, 18 pages.
- \_\_\_\_\_ 1975 – Géologie du quart nord-est du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-609, 46 pages.
- \_\_\_\_\_ 1976 – The Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 446 pages.
- ALLARD, G.O. – DUQUETTE, G. – LATULIPPE, M. – VAN DER WALLE, M. 1972 – Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda-Val-d'Or et Matagami-Chibougamau, Québec. 24<sup>e</sup> Congrès géologique international, Montréal; livret-guide de l'excursion A41-C41, 100 pages.
- ALLARD, G.O. – CATY, J.L. – CHOWN, E.H. – CIMON, J. – GOBEIL, A. – BAKER, D., 1979 – Stratigraphie des roches archéennes. In: Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada, congrès annuel à l'Université Laval, Québec; livret-guide pour l'excursion B-1, 89 pages.
- ARCHIBALD, G.M., 1960 – Quart sud-ouest du canton de Lévy. Ministère des Mines, Québec; RP-419, 12 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1972 – Quart sud-ouest du canton de Barlow. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-120, 36 pages.
- BEACH, H.H., 1940 – Mechamego Lake area, Abitibi territory, Québec. Commission géologique du Canada; Étude 40-4, carte no 623A.
- BÉLANGER, J. – GUHA, J. – COULOMBE, A. – CARIGNAN, J., 1984 – The 8-5 zone, Cooke mine, Chapais: A volcanogenic massive sulphide deposit in the Blondeau Formation. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 271-287.
- BEULLAC, R., 1987 – Géologie de la demie nord du canton de Barlow, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-05, 36 pages.
- CATY, J.L., 1979 – Demie ouest du canton de Bignell. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-678, 22 pages.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1981 – Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-853, carte annotée.
- CHARBONNEAU, J.M. – DUPUIS-HÉBERT L., 1983 – Lithostratigraphie de la région des lacs Lamarck et La Trêve, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 35-45.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1982 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et de la Ribourde, Abitibi-Est. In: Rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-68.
- CHIBOUGAMAU COPPER CORP LTD – LONGSIDE COPPER MINING CO. LTD., 1956 – 4 DDH logs. Ministère des Mines, Québec; GM-4574-B.
- CHRISTMAN, P.B., 1973 – Rapport géologique sur la moitié sud du canton de Scott (comté d'Abitibi-Est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-319, 76 pages.
- \_\_\_\_\_ 1974 – Moitié sud du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 82-13.
- CIMON, J., 1976a – Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-439, 34 pages.
- \_\_\_\_\_ 1976b – Cantons de Queylus (nord-ouest) et d'Haüy (nord-est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-613, 45 pages.
- \_\_\_\_\_ 1977 – Quart sud-est du canton Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-448, 33 pages.
- \_\_\_\_\_ 1979 – Stratigraphie des roches archéennes. In: Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada, congrès annuel à l'Université Laval, Québec; livret-guide pour l'excursion B-1, pages 7-13.
- CIMON, J. – GOBEIL, A., 1976 – The Stella Formation: Its Implication for the Genesis and the relative Age of the Mineralization in the Chibougamau Mining Camp. Inédit, 16 pages.
- CLARK, T. – FEUERBACK, M. – MORAVEK, P., 1970 – Geological map of the northwest quarter of Scott township, Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-32, 34 pages.

- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1957 – Série des cartes aéromagnétiques (Opémisca). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte n° 519G.
- DAIGNEAULT, R., 1982 – Demie nord du canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-08, carte annotée.
- \_\_\_\_\_ 1987 – Les cisaillements E-W et leur importance métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. In: Stratigraphie des ensembles volcanosédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 83-11, pages 1-18.
- \_\_\_\_\_ 1984 – Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume n° 34, pages 212-228.
- \_\_\_\_\_ 1990 – Le Complexe de Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- D'ARAGON MINES LTD, 1956 – Geological Plan: Ministère des Mines du Québec. GM 4654-A.
- DIMROTH, E. – MUELLER, W. – ROCHELEAU, M. – ARCHER, P. – CARIGNAN, J. – CHOWN, E.H. – GUHA, J. – GOULET, N. – ALLARD, G.O. – FRANCONI, A. – 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 volcanosédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-33.
- DIMROTH, E. – ARCHAMBAULT, G. – GOULET, N. – GUHA, J. – MULLER, W., 1984 – Mechanical analysis of the late archean Gwillim Lake Shear belt, Chibougamau area, Québec. Journal canadien des sciences de la Terre; volume n° 21, n° 8, pages 963-968.
- DION, D-J. – KEATING, P. – MORIN, R., 1992 – Synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais: partie orientale de la ceinture de l'Abitibi québécoise. Journal canadien des sciences de la Terre; volume n° 29, n° 2, pages 314-327.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1986a – Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-04, 48 pages.
- \_\_\_\_\_ 1986b – Étude métallogénique du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau: étude régionale et gîtologique de la mine Cooke. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 86-09, 104 pages.
- \_\_\_\_\_ 1989 – Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau (région de Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 87-03, 156 pages.
- DUQUETTE, G., 1964 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-513, 19 pages.
- \_\_\_\_\_ 1966 – Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-551, 22 pages.
- \_\_\_\_\_ 1970 – Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8, 18 pages.
- \_\_\_\_\_ 1976 – North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-357, 126 pages.
- DUROCHER, M.E.E., 1973 – Géologie d'une partie du quart nord-ouest et nord-est du canton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-204, 18 pages.
- \_\_\_\_\_ 1979 – Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-611, 31 pages.
- \_\_\_\_\_ 1985 – The geology of Opémisca township. Université de Georgie; thèse de doctorat, 379 pages.
- FALCONBRIDGE COPPER LTD, 1979 – Rapport géologique avec 16 journaux de sondage. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-36316, 100 pages.
- \_\_\_\_\_ 1985 – Report on Magnetic (total field), gradiometric et electromagnetic (VLF) Surveys, Laura Lake project. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-42142, 96 pages.
- \_\_\_\_\_ 1986a – Report on induced polarization surveys on the Laura Lake property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-43444, 77 pages.
- \_\_\_\_\_ 1986b – Report on a geophysical program and a mise-à-la-masse survey, Laura Lake project. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-43443, 52 pages.
- \_\_\_\_\_ 1986c – Report on magnetic (total field and vertical gradient) and electromagnetic (VLF) Surveys, Chibougamau Copper Laura property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-43442, 45 pages.
- FISHER, R.V., 1966 – Rock compared of Volcanic fragments and their classification. Earth Sciences Review; volume n° 1, pages 287-298.
- GARIÉPY, C., 1983 – Géochimie et géochronologie des granitoïdes intrusifs de l'Abitibi: évidence de la présence d'une croûte continentale ancienne. In: Stratigraphie des ensembles volcanosédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 67-69.

- GAUCHER, E.H., 1960 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Barlow. Ministère des Mines, Québec; RP-425, 13 pages.
- GÉLINAS, L. – BROOKS, G. – PERREAULT, G. – CARIGNAN, J. – TRUDEL, P. – GRASSO, F., 1977 – Chemostratigraphic Divisions within the Abitibi Volcanic belt, Rouyn Noranda district, Québec. Association géologique du Canada; Special paper 16, pages 266-295.
- GOBEIL, A., 1973 – Demie sud du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-201, 18 pages.
- \_\_\_\_\_ 1977 – Quart nord-est du canton de Lévy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-503, 34 pages.
- GOBEIL, A. – CARRIER, M., 1987 – Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine et de Dollier – District de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-36, 85 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.
- GREEN, A.G. – MILKEREIT, B. – MAYRAND, L.J. – LUDDEN, J.N. – HUBERT, C. – JACKSON, S.L. – SUTCLIFFE, R.H. – WEST, G.F. – VERPAELST, P. – SIMARD, A., 1990 – Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*; volume no 344, n° 6264, pages 327-330.
- JENSEN, L.S. – LANGFORD, F.F., 1985 – Geology and petrogenesis of Archean Abitibi belt in the Kirkland Lake area, Ontario. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper, 123 pages.
- LAJTAI, E.Z., 1969 – Mechanics of second order faults and tension gashes. Geological Society of America; Bulletin no 80, pages 2253-2272.
- LAVOIE, J.S., 1972 – Geology of Opemiska Mines. Rapport interne. Falconbridge Copper Limited, Division Opemiska; 24 pages.
- LONGSIDE COPPER MINING CO., 1968 – Localisation sketch of surface work. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-22056, 1 page.
- \_\_\_\_\_ 1970 – Report of EM Survey. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25819, 5 pages.
- MANDL, G. – DEJONG, L.N.J. – MALTHA, A., 1977 – Shears zones in granular material. *Rock Mechanics*; no 9, pages 95-144.
- MARTINEAU, G., 1984 – Aspects de la géologie du quaternaire, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-13, 24 pages.
- McMILLAN, R.H., 1972 – Petrology, geochemistry and wallrock alteration of Opemiska – a vein copper deposit crosscutting a layered archaean ultramafic-mafic sill. University of Western, Ontario; thèse de doctorat, 169 pages.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1989 – Traitement des données géophysiques (aéromagnétiques) – Opémisca, par SIAL, compagnie internationale de géophysique inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-11.
- MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, 1977 – Fiche de gîte 32G/15-063. Ministère des Richesses naturelles, Québec; 4 pages.
- \_\_\_\_\_ 1978 – Résultats d'un levé in situ et aéromagnétique dans la région d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-587.
- \_\_\_\_\_ 1979 – Carte de compilation géoscientifique 32G/15. Ministère des Richesses naturelles, Québec.
- MINNOVA INC., 1987 – Rapport d'un levé géologique, propriété Bourbeau West. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-46158, 14 pages.
- MORIN, R., 1989 – Géologie du secteur de Lévy dans la région de Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-05, carte annotée.
- \_\_\_\_\_ 1990 – Géologie des cantons de Cuvier, de Barlow et d'Opémisca (partie est). Projet Lévy, phase II. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-35, 20 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1937 – East half Opemiska map area, Québec. Commission géologique du Canada; étude préliminaire 37-11, 27 pages.
- \_\_\_\_\_ 1941a – East half Opemiska. Commission géologique du Canada, carte n° 401-A.
- \_\_\_\_\_ 1941b – West half Opemiska. Commission géologique du Canada, carte n° 602-A.
- OPAGOLD MINES LTD., 1950 – 3 DDH. Ministère des Mines, Québec; GM-0935, 16 pages.
- OTIS, M., 1982 – Géologie de la demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-824.
- \_\_\_\_\_ 1983 – Géologie de la demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-06, 57 pages.
- PERCEVAL, J.A. – GREEN, A.G. – MILKEREIT, B., 1989 – Seismic reflection profiles across deep continental crust exposed in the Kapuskasing uplift structure. *Nature*, Londres; n° 342, pages 416-419.
- PICARD, C. – PIBOULE, M. – CHARBONNEAU, J.M., 1984 – Pétrogénèse des volcanites archéennes hautement potassique du Groupe d'Opémisca (région de Chapais-Abitibi-Est). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 35-47.

- PILOTE, P., 1984 – Gîtologie et stratigraphie de la région du lac Berrigan, Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-17, carte annotée.
- POITRAS, A., 1984 – The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Québec. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 163-177.
- RACICOT, D., 1980 – Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-758, 20 pages.
- \_\_\_\_\_ 1981 – Géochimie et métallogénie des parties occidentales et centrales du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-834, 26 pages.
- RACICOT, D. – CHOWN, E.H. – HANEL, T., 1984 – Plutons of Chibougamau-Desmaraisville belt: a preliminary survey. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 178-197.
- SCHMID, R., 1981 – Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks. *Geology*; n° 9, pages 41-43.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Review*; volume n° 12, pages 1-33.
- \_\_\_\_\_ 1980 – Classification and nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. IUGS, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Recommendations and suggestions. *Geologische Rundschau*; n° 69, pages 194-207.
- TCHALENKO, J.S., 1968 – The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*; n° 6, pages 159-174.
- THORPE, R.I. – GUHA, J. – FRANKLIN, J.M. – LEVERIDGE, W.D., 1984 – Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau mining district – an overview. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 517-534.
- TOLMAN, C., 1932 – Southern part of Opemiska map-area, Québec. Commission géologique du Canada; Summary Report n° 1930, partie D, pages 22-48.
- WATKINS, D.H. – RIVERIN, G., 1982 – Geology of the Opemiska Copper-Gold deposits at Chapais Québec. Precambrian sulphide Deposits; R.W. Hutchpor, E.D. Spence et J.M. Franklin (coordonnateurs). Association géologique du Canada; Special paper n° 25, pages 427-446.
- WOLHUTER, L.E., 1960 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton Lévy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-434, 11 pages.
- \_\_\_\_\_ 1962 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Daubrée, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-434, 11 pages.
- \_\_\_\_\_ 1963 – Geological report on the northwest quarter of Lévy Township, Abitibi-East electoral district. Ministère des Mines, Québec; DP-014, 97 pages.
- \_\_\_\_\_ 1970 – Le pluton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-6, 122 pages.
- \_\_\_\_\_ 1984 – Géologie des quarts NW, SW et SE du canton de Lévy et du quart SE du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-05, 217 pages.



# Annexe I

## Composition des roches de la région étudiée

**TABLEAU 1a – Composition chimique des basaltes de la Formation d'Obatogamau**

N° de laboratoire	07377	07376	07384	07381	07371	07341
N° de lame mince	RM-88-1373-A	RM-88-1380-A	RM-88-1389-A	RM-88-1410-A	RM-88-1543-A	RM-88-1625-A
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	47,7	48,1	51,9	48,4	44,2	49,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	15,7	13,5	13,6	12,7	13,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,7	12,6	14,5	16,1	11,2	12,4
MgO	7,22	7,19	5,35	4,60	7,44	7,10
CaO	10,4	10,0	9,34	8,51	11,1	9,70
Na <sub>2</sub> O	2,03	2,67	2,03	1,91	0,89	0,93
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,25	0,08	<0,01	<0,01
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,90	1,15	1,93	0,77	0,75
MnO	0,20	0,20	0,24	0,24	0,18	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,10	0,16	0,05	0,05
Perte au feu	3,06	2,79	1,57	3,22	10,7	5,78
	(ppm)					
Cu	139	215	70	20	72	133
Ni	147	150	56	63	134	78
Zn	79	71	118	16	81	86

**TABLEAU 1b – Composition chimique des filons-couches comagmatiques de la Formation d'Obatogamau**

N° de laboratoire	07378	07383	07370	07372	07379	07380
N° de lame mince	RM-88-1334-A	RM-88-1410-A	RM-88-1541-A	RM-88-1592-A	RM-88-2014-A	RM-88-195-A
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	47,4	47,1	50,0	49,3	52,4	48,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,1	14,4	14,8	13,6	15,9	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	16,3	13,8	10,8	14,7	11,4	11,4
MgO	8,81	8,26	7,61	4,95	3,72	9,15
CaO	12,4	10,5	11,0	8,63	9,02	11,8
Na <sub>2</sub> O	1,55	1,53	2,70	2,15	2,86	1,36
K <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,02	0,01	0,06	0,07
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,83	0,73	1,50	1,04	0,64
MnO	0,26	0,21	0,16	0,21	0,21	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,07	0,05	0,15	0,06	0,04
Perte au feu	2,02	2,63	3,01	4,93	2,32	0,82
	(ppm)					
Cu	254	39	110	110	121	128
Ni	314	138	95	100	123	204
Zn	127	66	44	111	51	43

TABLEAU 1c – Composition chimique des volcanites de la Formation Waconichi

N° de laboratoire	07326	07329	07330	07382	07324	20779
N° de lame mince	RM-88-1146-A	RM-88-1182-A	RM-88-1201-A	RM-88-1321-A	RM-88-1145-B	RM-89- 132
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	69,2	74,1	78,3	76,1	49,1	74,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,2	14,0	9,59	13,7	15,6	12,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	2,21	0,94	3,10	0,49	10,2	1,58
MgO	0,44	0,25	0,62	0,09	4,30	0,58
CaO	4,42	1,55	1,45	0,32	10,1	1,03
Na <sub>2</sub> O	2,43	3,60	1,39	4,93	4,12	2,95
K <sub>2</sub> O	2,65	2,52	2,14	3,94	0,25	4,13
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,32	0,27	0,04	1,71	0,24
MnO	0,04	0,02	0,08	0,01	0,19	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,07	0,04	0,01	0,99	0,05
Perte au feu	4,94	2,41	2,46	0,57	1,93	2,53
	(ppm)					
Cu	2	2	4	1	15	
Ni	8	7	1	<1	20	
Zn	37	52	73	<2	81	

TABLEAU 1d – Composition chimique des basaltes de la Formation de Gilman (début)

N° de laboratoire	07302	07355	07359	07342	07343
N° de lame mince	RM-88- 130-A	RM-88- 132-A	RM-88-1025-A	RM-88-1083-A	RM-88-1085-A
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	53,0	52,8	50,8	48,8	53,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,6	15,4	21,4	10,7	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	9,77	8,66	8,52	5,36	7,24
MgO	4,02	5,52	2,53	1,14	5,12
CaO	7,26	9,29	2,38	16,3	6,16
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,90	4,74	1,84	3,85
K <sub>2</sub> O	0,38	0,16	3,09	0,92	0,60
TiO <sub>2</sub>	1,15	0,92	1,27	0,94	0,74
MnO	0,12	0,12	0,08	0,29	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,28	0,32	0,42	0,21
Perte au feu	3,87	3,38	4,16	12,5	6,29
	(ppm)				
Cu	11	114	15	45	69
Ni	75	114	21	58	108
Zn	99	78	77	38	92

TABLEAU 1d – Composition chimique des basaltes de la Formation de Gilman (suite)

N° de laboratoire	07348	07349	07320	07323	07362
N° de lame mince	RM-88-1101-A	RM-88-1116-A	RM-88-1139-B	RM-88-1144-D	RM-88-1247-A
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	51,6	51,9	48,4	49,9	52,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,8	15,8	14,8	18,6	17,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,45	9,19	8,14	8,53	9,34
MgO	3,04	5,12	3,89	3,77	5,98
CaO	6,18	10,6	11,2	10,2	8,78
Na <sub>2</sub> O	4,51	1,43	2,72	4,43	3,06
K <sub>2</sub> O	1,47	0,04	0,60	0,11	0,54
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,02	1,05	0,89	0,95
MnO	0,14	0,12	0,17	0,12	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,32	0,39	0,24	0,31
Perte au feu	4,81	3,42	8,38	2,02	1,86
	(ppm)				
Cu	52	93	225	34	29
Ni	27	119	43	41	117
Zn	208	193	154	53	73

TABLEAU 1d – Composition chimique des basaltes de la Formation de Gilman (suite)

N° de laboratoire	07385	20709	20712	20715	20724
N° de lame mince	RM-88-1475-C	RM-89- 159	RM-89- 103-A	RM-89- 209-C	RM-89- 001-A
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	46,2	46,3	51,8	42,1	36,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	11,8	13,3	20,5	11,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	11,7	25,6	10,7	9,32	17,4
MgO	8,58	3,71	3,10	3,80	2,57
CaO	12,4	6,81	8,89	17,9	14,6
Na <sub>2</sub> O	0,99	2,36	2,07	0,60	1,71
K <sub>2</sub> O	0,50	0,33	0,57	0,88	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,49	0,72	1,23	1,57
MnO	0,21	0,48	0,22	0,18	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,14	0,05	0,69	0,12
Perte au feu	2,03	1,41	8,30	2,14	13,6
	(ppm)				
Cu	124				
Ni	163				
Zn	69				

TABLEAU 1d – Composition chimique des basaltes de la Formation de Gilman (suite et fin)

N° de laboratoire	20734	20787	20788	20789	20793
N° de lame mince	RM-89- 409-A	RM-89-1373	RM-89-1389	RM-89-1396	RM-89-1371
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	47,8	45,7	52,0	48,5	48,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5	15,4	13,5	15,2	15,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	11,3	12,7	16,2	12,6	10,3
MgO	4,09	4,87	4,07	9,08	7,86
CaO	10,0	7,18	5,82	6,39	10,9
Na <sub>2</sub> O	3,04	3,81	2,71	1,07	2,71
K <sub>2</sub> O	0,13	0,02	0,02	<0,01	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,26	1,94	0,96	0,96
MnO	0,26	0,21	0,20	0,17	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,34	0,14	0,06	0,06
Perte au feu	8,39	8,85	3,33	6,13	3,25

TABLEAU 1e – Composition chimique des andésites de la Formation de Gilman (début)

N° de laboratoire	07347	07322	07364	07360
N° de lame mince	RM-88-1098-A	RM-88-1144-B	RM-88-1238-A	RM-88-1250-A
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	55,3	54,8	60,0	56,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,4	16,8	13,4	13,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	6,13	7,94	11,3	11,9
MgO	1,48	5,40	2,29	2,84
CaO	6,47	5,99	5,65	7,22
Na <sub>2</sub> O	4,32	4,62	4,39	3,30
K <sub>2</sub> O	1,61	0,51	0,22	0,54
TiO <sub>2</sub>	1,3	0,76	1,86	2,16
MnO	0,12	0,11	0,29	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,22	0,95	1,15
Perte au feu	4,05	2,39	0,14	0,33
	(ppm)			
Cu	50	11	17	16
Ni	45	115	8	7
Zn	93	67	147	85

**TABLEAU 1e – Composition chimique des andésites de la Formation de Gilman (suite et fin)**

N° de laboratoire	07368	20726	20790	20791
N° de lame mince	RM-88-1307-A	RM-89- 259-A	RM-89-1351	RM-89-1343-A
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	57,0	55,5	55,8	54,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,9	16,7	16,4	16,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	9,04	9,59	8,62	9,3
MgO	3,43	3,6	4,24	5,49
CaO	7,14	5,16	4,84	7,93
Na <sub>2</sub> O	3,33	4,26	4,66	2,58
K <sub>2</sub> O	1,03	0,17	0,05	0,19
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,69	0,81	0,84
MnO	0,13	0,21	0,13	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,19	0,15	0,16
Perte au feu	0,94	3,03	3,94	2,90
	(ppm)			
Cu	63			
Ni	26			
Zn	66			

**TABLEAU 1f – Composition chimique des gabbros de la Formation de Gilman (début)**

N° de laboratoire	20711	20714	20786	20792	20794
N° de lame mince	RM-89- 160-D	RM-89- 146	RM-89-2022	RM-89-1358-B	RM-89-1361
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	50,5	49,1	48,6	47,4	48,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	14,3	15,6	16,1	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,2	14,8	14,4	11,1	10,2
MgO	7,44	5,41	5,63	8,25	9,06
CaO	11,2	10,2	8,62	9,67	10,6
Na <sub>2</sub> O	2,11	2,27	3,07	1,98	1,66
K <sub>2</sub> O	0,18	0,34	0,03	<0,01	0,36
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,30	1,48	1,08	0,96
MnO	0,16	0,20	0,21	0,17	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,09	0,15	0,06	0,06
Perte au feu	0,80	1,94	2,70	3,53	3,07

**TABLEAU 1f – Composition chimique des gabbros de la Formation de Gilman (suite et fin)**

N° de laboratoire	20795	20796	20797	20798
N° de lame mince	RM-89-1340	RM-89-1344	RM-89-1353	RM-89-1150
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	49,1	47,5	48,1	51,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	16,9	16,5	14,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	9,34	9,36	9,86	10,3
MgO	7,71	8,6	8,78	6,94
CaO	9,13	11,3	11,6	8,87
Na <sub>2</sub> O	3,24	2,10	1,81	3,67
K <sub>2</sub> O	1,32	0,03	0,03	0,93
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,86	0,87	0,90
MnO	0,17	0,14	0,15	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,05	0,26
Perte au feu	3,56	3,03	3,08	1,30

**TABLEAU 1g – Composition chimique des pyroclastites mafiques (basaltiques et andésitiques) de la Formation de Gilman**

N° de laboratoire	07357	07354	07356	07319	07365	07358	07369
N° de lame mince	RM-88-114-A	RM-88-130-B	RM-88-131-A	RM-88-1132-A	RM-88-144-B	RM-88-1022-A	RM-88-1309-A
	(% du poids)						
SiO <sub>2</sub>	53,4	48,8	50,6	48,1	61,6	56,4	59,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,7	18,4	15,8	14,7	13,2	14,8	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	9,10	10,2	11,3	11,8	11,1	7,14	4,45
MgO	3,77	2,65	5,61	4,28	2,05	3,08	2,93
CaO	6,20	5,05	4,40	9,21	4,75	5,42	5,04
Na <sub>2</sub> O	4,38	6,17	4,26	2,89	3,07	4,22	5,16
K <sub>2</sub> O	0,86	0,76	0,32	0,11	0,54	0,71	1,35
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,28	1,10	1,10	1,50	1,08	0,37
MnO	0,21	0,12	0,22	0,22	0,37	0,11	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,47	0,33	0,30	0,69	0,42	0,12
Perte au feu	1,86	4,75	5,14	6,90	0,48	5,98	5,51
	(ppm)						
Cu	44	16	14	171	21	4	21
Ni	38	66	73	37	62	36	97
Zn	140	98	112	97	80	98	34

**TABLEAU 1h – Composition chimique des pyroclastites felsiques à intermédiaires de la Formation de Gilman (début)**

N° de laboratoire	07352	07353	07306	07346	07366	07367
N° de lame mince	RM-88-1119-A	RM-88-1123-C	RM-88-122-A	RM-88-127-A	RM-88-145-D	RM-88-158-A
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	66,5	65,7	76,6	69,6	74,7	76,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	14,8	12,9	14,3	13,2	12,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	3,56	5,58	1,45	3,95	2,08	1,55
MgO	1,33	2,97	0,61	1,28	0,35	0,53
CaO	1,20	1,43	0,88	0,52	1,03	0,93
Na <sub>2</sub> O	5,35	2,56	6,05	5,45	4,64	4,85
K <sub>2</sub> O	3,30	2,62	0,42	2,34	2,65	1,55
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,76	0,24	0,73	0,29	0,25
MnO	0,09	0,06	0,02	0,05	0,03	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,13	0,05	0,12	0,04	0,04
Perte au feu	1,38	3,62	1,17	1,12	0,78	0,62
	(ppm)					
Cu	16	8	2	16	13	4
Ni	2	12	1	4	16	5
Zn	160	153	26	76	13	<2

**TABLEAU 1h – Composition chimique des pyroclastites felsiques à intermédiaires de la Formation de Gilman (suite et fin)**

N° de laboratoire	07344	07351	07321	07361	20713	20774
N° de lame mince	RM-88-1086-B	RM-88-1118-A	RM-88-1142-B	RM-88-1260-A	RM-89-145-B	RM-89-506
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	75,0	72,8	77,3	77,9	67,5	70,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,6	13,1	11,0	10,0	14,0	13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	1,31	2,76	2,76	0,85	4,53	3,28
MgO	1,04	1,06	0,99	0,23	2,30	1,60
CaO	1,47	2,20	1,36	2,65	3,22	1,29
Na <sub>2</sub> O	3,83	4,45	1,45	4,41	6,27	5,02
K <sub>2</sub> O	2,38	1,47	2,42	0,75	0,05	2,14
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,62	0,40	0,38	0,46	0,47
MnO	0,02	0,05	0,07	0,03	0,06	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,10	0,07	0,06	0,10	0,11
Perte au feu	1,74	0,97	2,67	2,21	1,67	2,17
	(ppm)					
Cu	4	14	42	2		
Ni	18	3	2	1		
Zn	22	54	56	13		

**TABLEAU 1i – Composition chimique des pyroclastites felsiques de la Formation de Blondeau**

N° de laboratoire	07392	07363
N° de lame mince	RM-88- 161-B	RM-88-1242-A
	(% du poids)	
SiO <sub>2</sub>	73,4	71,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,2	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	3,82	2,75
MgO	0,92	0,43
CaO	3,50	1,58
Na <sub>2</sub> O	1,99	5,84
K <sub>2</sub> O	1,74	2,59
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,52
MnO	0,05	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,15
Perte au feu	1,62	0,24
	(ppm)	
Cu	14	10
Ni	8	20
Zn	35	46

**TABLEAU 1j – Composition chimique des basaltes de la Formation de Blondeau**

N° de laboratoire	20749	20751	20752	20765
N° de lame mince	RM-89- 544	RM-89- 34-B	RM-89-1188-F	RM-89- 048
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	49,8	47,9	36,6	50,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,6	11,6	7,08	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	10,7	18,6	20,5	15,5
MgO	5,74	4,53	21,2	4,64
CaO	5,58	7,70	4,26	5,47
Na <sub>2</sub> O	5,16	3,35	<0,10	2,31
K <sub>2</sub> O	0,40	0,31	0,03	0,21
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,48	0,60	1,77
MnO	0,13	0,12	0,21	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,12	0,07	0,16
Perte au feu	3,24	3,26	7,80	5,92

**TABLEAU 1k – Composition chimique des filons-couches du complexe de Cummings (début)**

N° de laboratoire	20747	20718	20746	20727	20722	20745
N° de lame mince	RM-89- 529	RM-89- 838-B	RM-89-1250-A	RM-89-1189-C	RM-89-1069-D	RM-89-1225-A
	Leucogabbro du Bourbeau					Dunite du Roberge
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	51,2	49,0	52,1	49,5	49,8	39,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,9	12,1	15,4	13,9	15,2	2,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	10,1	17,8	8,58	9,62	12,0	14,6
MgO	4,62	4,04	6,33	8,95	5,27	32,1
CaO	11,1	8,06	10,8	12,4	8,39	0,64
Na <sub>2</sub> O	2,28	2,90	2,32	1,50	2,58	<0,10
K <sub>2</sub> O	0,61	0,26	0,03	0,34	0,57	0,02
TiO <sub>2</sub>	1,29	2,20	0,92	0,66	1,28	0,31
MnO	0,16	0,25	0,17	0,16	0,19	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,15	0,07	0,04	0,13	0,03
Perte au feu	2,37	3,02	2,88	2,66	3,51	10,3

TABLEAU 1k – Composition chimique des filons-couches du complexe de Cummings (suite)

N° de laboratoire	20706	20730	20737	20728	20748	20743	20735
N° de lame mince	RM-89-1132-E	RM-89- 499	RM-89- 302	RM-89- 477	RM-89- 541	RM-89-1240-B	RM-89-1194-C
	Pyroxénite du Ventures			Gabbro du Ventures			
	(% du poids)						
SiO <sub>2</sub>	44,9	45,8	44,8	49,2	50,1	54,5	55,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,0	15,1	3,33	6,11	5,01	12,2	13,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,6	10,9	9,85	13,3	11,8	14,0	14,8
MgO	15,1	13,8	17,0	10,7	13,5	2,47	1,03
CaO	7,64	7,64	15,6	15,2	15,7	7,64	5,56
Na <sub>2</sub> O	1,02	1,89	<0,10	1,10	0,90	6,09	5,55
K <sub>2</sub> O	0,66	0,79	<0,01	0,92	0,24	0,07	0,41
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,56	0,56	1,06	0,79	2,11	0,98
MnO	0,20	0,15	0,22	0,23	0,19	0,29	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,12	0,03	0,05	0,03	0,02	0,34
Perte au feu	3,82	3,95	7,78	1,24	1,45	0,97	0,77

TABLEAU 1k – Composition chimique des filons-couches du complexe de Cummings (suite et fin)

N° de laboratoire	20723	20777
N° de lame mince	RM-89-1088-E	RM-89- 513
	Ferrogabbro du Bourbeau	
	(% du poids)	
SiO <sub>2</sub>	58,9	60,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,6	9,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,28	10,8
MgO	3,25	2,60
CaO	7,39	13,3
Na <sub>2</sub> O	2,85	0,12
K <sub>2</sub> O	0,10	0,01
TiO <sub>2</sub>	1,91	1,21
MnO	0,17	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,09
Perte au feu	2,44	1,24

TABLEAU 1l –Composition chimique des volcanites mafiques de la Formation d'Haüy (début)

N° de laboratoire	07338	07311	07339	07331	07337	07332
N° de lame mince	RM-88- 001-A	RM-88- 003-A	RM-88- 007-A	RM-88- 051-A	RM-88-1009-A	RM-88-1066-C
	(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	53,2	46,8	42,0	47,1	49,2	48,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5	17,4	20,0	19,5	18,6	15,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,29	8,57	16,5	12,4	9,92	8,35
MgO	1,49	4,80	5,76	3,83	5,40	6,43
CaO	5,73	11,5	5,06	7,70	5,48	11,0
Na <sub>2</sub> O	4,40	2,50	2,14	2,12	2,97	2,96
K <sub>2</sub> O	1,72	0,83	0,99	0,77	1,35	0,93
TiO <sub>2</sub>	1,52	0,55	0,87	1,01	0,91	0,50
MnO	0,14	0,13	0,21	0,15	0,17	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,81	0,24	0,15	0,38	0,34	0,16
Perte au feu	4,97	5,54	4,80	3,72	4,61	5,44
	(ppm)					
Cu	153	88	152	55	73	70
Ni	9	90	148	38	3	2
Zn	115	62	131	123	117	60

**TABLEAU 11 –Composition chimique des volcanites mafiques de la Formation d'Haüy (suite et fin)**

N° de laboratoire	20701	20716	20717	20766	20767
N° de lame mince	RM-89-1128-A	RM-89- 226-A	RM-89- 222-B	RM-89- 073	RM-89- 074
	(% du poids)				
SiO <sub>2</sub>	50,1	51,3	49,6	48,6	47,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,0	18,2	20,0	14,7	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,44	8,73	8,23	8,49	13,0
MgO	3,70	4,29	1,99	6,24	7,23
CaO	6,24	7,09	6,54	12,1	5,91
Na <sub>2</sub> O	5,05	4,26	5,09	2,48	1,92
K <sub>2</sub> O	0,90	1,63	1,75	0,34	<0,01
TiO <sub>2</sub>	1,21	1,13	1,26	0,41	0,77
MnO	0,13	0,13	0,11	0,14	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,52	0,59	0,20	0,05
Perte au feu	6,28	2,73	4,58	6,12	9,40

**TABLEAU 1m –Composition chimique des andésites de la Formation d'Haüy (début)**

N° de laboratoire	07317	07318	07335	07313
N° de lame mince	RM-88-1070-A	RM-88-1071-A	RM-88- 083-A	RM-88- 045-A
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	56,0	58,1	59,7	64,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,8	15,2	15,5	16,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,05	9,08	8,29	4,56
MgO	2,19	1,17	0,65	0,35
CaO	3,73	3,21	1,17	0,77
Na <sub>2</sub> O	4,48	3,42	3,93	3,98
K <sub>2</sub> O	3,05	3,28	4,75	5,46
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,35	0,69	0,76
MnO	0,14	0,11	0,19	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,75	0,15	0,16
Perte au feu	3,85	3,45	4,77	1,45
	(ppm)			
Cu	36	142	11	21
Ni	4	4	3	<1
Zn	141	145	86	110

**TABLEAU 1m –Composition chimique des andésites de la Formation d'Haüy (suite et fin)**

N° de laboratoire	07310	07305	07336	07334
N° de lame mince	RM-88- 005-A	RM-88- 047-A	RM-88-1003-A	RM-88-1075-B
	(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	56,4	56,6	54,9	63,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	15,5	16,1	16,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,94	6,18	9,46	6,03
MgO	1,18	0,84	1,51	2,21
CaO	3,02	4,90	3,74	1,65
Na <sub>2</sub> O	4,63	3,72	5,37	1,54
K <sub>2</sub> O	3,78	3,16	1,45	2,93
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,32	1,42	0,94
MnO	0,13	0,11	0,15	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,72	0,66	0,76	0,24
Perte au feu	2,73	4,90	4,06	3,99



**TABLEAU 1n – Composition chimique des leucogabbros des intrusions du lac Springer et des dykes de leucogabbro associés (début)**

N° de laboratoire	07396	07309	07394	07395	07393	07398*
N° de lame mince	RM-88- 215	RM-88- 169-B	RM-88- 260-A	RM-88- 230-B	RM-88- 162-A	RM-88-1003
(% du poids)						
SiO <sub>2</sub>	51,4	45,7	55,0	49,5	47,8	50,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	18,2	16,3	17,2	15,0	11,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	11,3	11,5	9,88	9,38	11,5	9,18
MgO	6,75	6,05	5,06	5,30	8,95	11,5
CaO	8,67	4,69	7,17	9,84	8,77	7,88
Na <sub>2</sub> O	3,58	5,31	3,13	2,88	2,11	1,41
K <sub>2</sub> O	0,63	0,35	0,57	1,07	0,97	3,24
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,86	1,28	0,66	0,54	0,50
MnO	0,26	0,17	0,13	0,14	0,21	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,21	0,09	0,27	0,19	0,27
Perte au feu	1,46	6,54	1,04	2,74	2,81	3,44
(ppm)						
Cu	134	7	26	210	6	
Ni	41	165	85	44	143	
Zn	87	136	104	66	131	

\* Échantillon provenant de la Formation d'Haūy

**TABLEAU 1n – Composition chimique des leucogabbros des intrusions du lac Springer et des dykes de leucogabbro associés (suite)**

N° de laboratoire	07401	07402	07403	07404	07405	20707
N° de lame mince	RM-88-1009	RM-88-1010	RM-88-1011	RM-88-1012	RM-88-1013	RM-89- 183-A
(% du poids)						
SiO <sub>2</sub>	50,5	45,1	48,9	49,2	44,8	50,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,7	18,7	17,1	18,3	16,9	13,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	8,17	8,15	9,54	8,44	9,70	11,2
MgO	5,42	9,52	5,66	5,66	9,99	7,11
CaO	7,85	11,9	11,0	8,37	11,0	9,95
Na <sub>2</sub> O	4,04	1,79	3,12	3,40	1,94	2,82
K <sub>2</sub> O	1,33	0,69	0,58	1,57	0,15	0,55
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,36	0,81	0,61	0,34	0,83
MnO	0,13	0,13	0,13	0,13	0,15	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	<0,01	0,34	0,28	0,07	0,05
Perte au feu	2,43	3,74	2,03	2,83	3,53	

**TABLEAU 1n – Composition chimique des leucogabbros des intrusions du lac Springer et des dykes de leucogabbro associés (suite et fin)**

N° de laboratoire	20708	20710	20732	20744	20733
N° de lame mince	RM-89- 164-A	RM-89- 160-C	RM-89-1236-B	RM-89-1224-A	RM-89-1213-B
(% du poids)					
SiO <sub>2</sub>	47,8	49,4	50,4	46,3	44,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	10,9	17,6	12,8	15,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,0	14,6	9,24	19,9	11,5
MgO	7,90	7,82	4,78	5,00	11,0
CaO	11,7	8,91	8,14	8,30	9,41
Na <sub>2</sub> O	2,02	4,15	4,39	2,98	1,89
K <sub>2</sub> O	1,48	0,55	0,79	0,67	0,49
TiO <sub>2</sub>	0,71	1,76	1,08	2,35	0,78
MnO	0,19	0,17	0,12	0,23	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,12	0,29	0,07	0,17
Perte au feu					

**TABLEAU 1o – Contenu en terres rares des intrusions du lac Springer (début)**

N° de laboratoire	07398*	07399	07401	07402	07403	07404
			(ppm)			
Ce	42	58	83	17	77	60
Cs	1,2	<0,2	0,94	0,58	0,21	1,1
Eu	1,1	1,9	1,6	0,8	1,5	1,4
Hf	2,2	1,2	2,5	0,41	1,7	2,2
Ho	<0,5	0,68	0,94	<0,5	0,77	0,54
La	19	25	41	7,4	36	29
Lu	0,18	0,22	0,21	0,062	0,15	0,15
Nd	24	40	46	11	40	34
Sc	30	13	16	24	17	16
Sm	5,4	7,4	7,6	2,3	6	5,8
Ta	0,55	1,2	0,83	0,39	1,1	4,6
Tb	0,47	0,62	0,47	<0,1	0,36	0,29
Th	2,4	0,9	3,1	0,24	2	3,4
Tm	0,68	1,1	0,8	0,54	0,9	0,87
U	0,65	<0,5	0,53	<0,5	<0,5	<0,5
Yb	1,4	1,6	1,5	0,44	1,3	0,82

\* Échantillon provenant de la Formation d'Haüy.

**TABLEAU 1o – Contenu en terres rares des intrusions du lac Springer (suite et fin)**

N° de laboratoire	07405	07406	07407	07408	07409	07410*
			(ppm)			
Ce	23	32	39	39	47	27
Cs	0,45	1,2	0,25	1,5	0,61	1,4
Eu	0,88	1,1	1,2	1,3	1,3	1,1
Hf	0,83	0,99	1	1,5	1,5	0,75
Ho	<0,5	0,66	<0,5	0,56	<0,5	<0,5
La	10	15	18	17	23	12
Lu	0,072	0,11	0,1	0,13	0,13	0,097
Nd	15	19	22	24	25	17
Sc	31	22	31	26	11	20
Sn	2,7	3,1	3,7	4,5	4,2	3,3
Ta	0,59	0,7	0,56	0,51	1,3	1,9
Tb	0,23	0,16	0,11	0,29	0,31	0,17
Th	0,96	1,3	1	1,1	2,2	0,57
Tm	0,63	0,66	0,72	0,75	0,73	0,73
U	<0,5	<0,5	0,57	<0,5	<0,5	<0,5
Yb	0,57	0,77	0,76	0,72	1	1

\* Échantillon provenant du complexe de Chaleur.

**TABLEAU 1p – Composition chimique des gabbros du lac Trenholme**

N° de laboratoire	07315	07340	07304	07301	07308	07312
N° de lame mince	RM-88- 037-A	RM-88- 072-A	RM-88- 078-A	RM-88- 080-A	RM-88- 026	RM-88- 021
			(% du poids)			
SiO <sub>2</sub>	46,0	48,5	47,4	47,0	46,8	45,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,1	14,5	12,5	13,0	14,7	16,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	12,7	10,6	13,8	12,0	13,8	14,8
MgO	6,34	9,17	5,00	8,68	7,24	6,70
CaO	6,34	11,0	8,14	12,5	9,15	8,32
Na <sub>2</sub> O	2,76	1,71	2,02	1,77	1,56	1,56
K <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,63	1,07	0,78	1,31	1,29
MnO	0,17	0,17	0,18	0,19	0,20	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,04	0,10	0,06	0,10	0,10
Perte au feu	7,99	3,00	9,69	2,71	3,44	4,70

# Annexe II

## Liste des forages (SNRC 32G/15)

Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000	Numéro dans les archives	Auteur	GM	Année	Canton
1 à 3	1 à 3	New Goldvue Mines Ltd	4699	1956	Daubrée
4	Y-8	Falconbridge Copper Ltd	27969	1972	Daubrée
5 à 12	Y-1 à Y-6 à Y-11 et Y-12	Falconbridge Copper Ltd	28225	1972	Daubrée
13 à 17	LH-1 LH-2 LH-3A LH-3B LH-4	Corporation Falconbridge Copper	38575	1982	Daubrée
18 à 23	LH-5 à LH-10	Corporation Falconbridge Copper	39852	1982	Daubrée
24 à 31	1 à 8	Tomroch Copper Mines Ltd	4004-B	1956	Daubrée
32 à 38	S-691 à S-697	Falconbridge Copper Ltd	29824	1974	Daubrée
39 à 43	1 à 5	Aubelle Mines Ltd	4252-B	1956	Daubrée
44	S-787	Falconbridge Copper Ltd	33823	1978	Daubrée
45 à 48	S-678 à S-681	Falconbridge Copper Ltd	28232	1972	Daubrée
49 à 51	CN-6 1 à 3	New York et Honduras Ross Mining	4095-B	1956	Daubrée
52 à 53	1 à 2	Coniska Copper Mines Ltd	11434	1961	Daubrée et Lévy
54 à 55	B-11 à B-12	Opémiska Copper Mines	27010	1971	Daubrée
56	1	Corporation Falconbridge Copper	39356	1981	Daubrée
57	3	Claims Larouche	13611	1963	Daubrée
58	1	Claims Frigault	10411	1960	Daubrée
59	1	Claims Frigault	11442	1961	Daubrée
60 à 65	1 à 6	Nomiska Mining & Exploration Ltd	1733-B	1952	Daubrée
66 à 75	PS-7 à PS-16	Nomiska Mining & Exploration Ltd	5143	1957	Daubrée et Lévy
76	S-870	Falconbridge Copper Ltd	36433	1980	Daubrée
77 à 79	S-659 à S-661	Opémiska Copper Mines	27177	1971	Lévy
80 à 83	PDL-1 à PDL-4	Umex	29867	1974	Lévy et Daubrée
84 à 88	1 à 5	New Hugh Malartic Ltd	3010-B	1954	Lévy
89	R10-1	Rio Canadian Exploration	5800	1957	Lévy
90 à 97	1 à 8	Tomiska Copper Mines	1572-A	1952	Lévy
98 à 100	1, 2, 5	Tomiska Copper Mines	1572-B	1952	Lévy
101 à 114	Q4-1-1 à Q4-1-7 Q4-2-1 à Q4-2-3 Q4-5-1 à Q4-5-4	Stratmal Ltd	2678-B	1954	Lévy
115 à 118	1 à 4	Consolidated Astoria Mines	1711	1952	Lévy
119 à 122	S-820 à S-823	Falconbridge Copper Ltd	34393	1978	Lévy
123 à 125	AST-1 à AST-3	Falconbridge Copper Ltd	36349	1979	Lévy
126 à 129	P1 à P4	Opémiska Explorers Ltd	2206	1952	Lévy
130 à 155	E-101 à E-126	Opémiska Explorers Ltd	4327	1956	Lévy
156	CP-1	Campbell Chibougamau Mines	36195	1980	Lévy
157 à 158	S-421 et S-422	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
159 - 161	S-478 à S-480	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
162	S-483	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
163 à 167	S-485 à S-489	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
168 à 170	S-493 à S-495	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
171 à 175	S-498 à S-502	Opémiska Copper Mines	20773	1967	Lévy
176	S-698	Falconbridge Copper Mines	29716	1973	Lévy
177 - 178	S-699 - S-702	Falconbridge Copper Mines	30797	1974	Lévy
179 à 180	S-528 - S-529	Opémiska Copper Mines	22006	1967	Lévy
181	S-530	Kisco Copper Mines Ltd	21961	1965	Lévy
182, 183 et 184	S-531 - S-532 - S-538	Opémiska Copper Mines Ltd	22006	1967	Lévy

Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000	Numéro dans les archives	Auteur	GM	Année	Canton
185	S-665	Opémiska Copper Mines Ltd	27371	1971	Lévy
186 à 188	S-417 à S-419	Opémiska Copper Mines Ltd	18041	1966	Lévy
189 - 190	S-664 et S-677	Falconbridge Copper Mines	28233	1972	Lévy
191 à 213	Kis-7 à Kis-29	Corporation Falconbridge Copper	38475	1982	Lévy
214 et 215	43 - 44	Opémiska Copper Mines Kisco	22422	1968	Lévy
216	S-572	Opémiska Copper Mines	23246	1968	Lévy
217 à 225	32 à 40	Kisco Copper Mines Ltd	21061	1967	Lévy
226 à 239	1 à 14	Area Mines Ltd	3253-B	1952	Lévy
240 à 252	15 à 31	Area Mines Ltd	3239-B	1955	Lévy
253 à 257	Kis 1, 3 à 6	Falconbridge Copper Ltd	37255	1980	Lévy
258	Kis 2	Falconbridge Copper Ltd	36261	1980	Lévy
259 à 261	1J, 17, 2M	Endeavor Mining Corporation	3131	1954	Lévy
262 à 266	R.68-1 à R.68-5	Rockfeller Synd.	23263	1968	Lévy
267, 268 à 273	S-626, S-631 à S-636	Opémiska Copper Mines	26312	1970	Lévy
274 et 275	S-642 et S-643	Opémiska Copper Mines	26567	1970	Lévy
276 à 286	CR-1 à CR-11	Canada Radium Corporation Ltd	4405-B	1956	Lévy
287 à 292	C-1 à C-6	Coniska Copper Mines	6238	1957	Lévy
293 à 295	70-1 à 70-3	Coniska Copper Mines	26647	1970	Lévy
296	76-1	Coniska Copper Mines	31637	1976	Lévy
297 à 301	S-637 à S-641	Opémiska Copper Mines	26481	1970	Lévy
302 à 305	1 à 4	Hoyle Mining Ltd	3019-B	1955	Lévy
306 à 308	H-1 à H-3	Hoyle Mining Ltd	9583	1960	Lévy
309	E-8	Endeavor Mining Corporation	3825-B	1955	Lévy
310 à 314	C-1 à C-5	Chibougamau Copper Corporation Ltd	3380	1955	Lévy
315 à 319	CHL-1 à CHL-5	Chibougamau Copper Corporation Ltd	4574-A	1956	Lévy
320 à 323	CL-1 à CL-4	Chibougamau Copper Corporation Ltd	4574-B	1956	Lévy
324 à 328	CL-6 à CL-10	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
329 à 332	CL-12 à CL-15	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
333 à 334	CL-25 à CL-27	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
335 et 336	CL-29 à CL-30	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
337 - 338	CL-32 à CL-33	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
339 - 340	C-36 à C-37	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
341 - 347	C-39 à C-45	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
348 - 349	C-47 et C-50	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
350 - 352	C-52 à C-54	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
353 - 355	CL-61 à CL-63	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
356	CL-70	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-A	1960	Lévy
357	SL-1	Opémiska Copper Mines	10340	1962	Lévy
358	SL-2	Opémiska Copper Mines	12474	1964	Lévy
359 à 362	S-344 à S-347	Opémiska Copper Mines	15894	1964	Lévy
363 à 366	S-349 à S-352	Opémiska Copper Mines	15894	1964	Lévy
367 et 368	S-790 à S-791	Falconbridge Copper Ltd	34244	1978	Lévy
369 à 372	RL-10, RL18, RL-19, RL-21	Inconnu	3380 <sup>2</sup>		Lévy
373 - 374	S-923 et S-924	Corporation Falconbridge Copper	38983	1981	Lévy
375 à 377	CL-71 à CL-73	Chibougamau Copper Corporation Ltd	8479-B	1960	Lévy
378 à 379	CL-77 et CL-79	Chibougamau Copper Corporation Ltd	12004	1961	Lévy
380 - 381	CL-82 et CL-83	Chibougamau Copper Corporation Ltd	12004	1961	Lévy
382 à 386	CL-85 à CL-89	Chibougamau Copper Corporation Ltd	12004	1961	Lévy
387 - 388	OC-1 et OC-2	Chibougamau Copper Corporation Ltd	14899	1964	Lévy
389	S-664	Chibougamau Copper & Falconbridge	33349	1977	Lévy
390 à 392	S-775 à S-782	Chibougamau Copper & Falconbridge	33349	1977	Lévy
398	S-789	Chibougamau Copper & Falconbridge	34429	1978	Lévy
399 à 403	S-792 à S-796	Chibougamau Copper & Falconbridge	34429	1978	Lévy

Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000	Numéro dans les archives	Auteur	GM	Année	Canton
404 à 405	S-829 et S-830	Chibougamau Copper & Falconbridge	35614	1979	Lévy
406 et 407	S-969 et S-970	Corporation Falconbridge Copper	40050	1983	Lévy
408	S-1025	Corporation Falconbridge Copper	43448	1986	Lévy
409	S-1035	Corporation Falconbridge Copper	43448	1986	Lévy
410 à 413	S-1037 à S-1040	Corporation Falconbridge Copper	43448	1986	Lévy
414 à 421	S-1042 à S-1049	Corporation Falconbridge Copper	43448	1986	Lévy
422 et 423	S-583 et S-584	Opémiska Copper Mines	24481	1969	Lévy
424	S-850	Corporation Falconbridge Copper	37422	1980	Lévy
			36443		
425 à 427	S-931 à S-933	Corporation Falconbridge Copper	37422	1980	Lévy
428 à 439	S-972 à S-983	Corporation Falconbridge Copper	39430	1982	Lévy
440	S-986	Corporation Falconbridge Copper	39430	1982	Lévy
441 à 446	S-988 à S-993	Corporation Falconbridge Copper	39788	1982	Lévy
447 à 454	OL-1 à OL-8	Chibougamau Mining	11941	1961	Lévy
455 à 460	OY-1 à OY-6	Chibougamau Mining & Soquem	27760	1971	Lévy
			29540		
461 à 466	OY-7B à OY-12	Chibougamau Mining & Soquem	29541	1973	Lévy
467 à 469	1 à 3	Acominc Mining Corporation	6247	1956	Lévy
470 et 471	L-4 et L-5	Olimpia Mining	21452	1967	Lévy
472 et 473	1 - 2	D'Aragon Mines Ltd	3342	1955	Lévy
474 et 475	1 - 2	Opémiska Explorers Ltd	15207	1964	Lévy
476 à 497	1 à 22	Indian Lake Ltd	3925-B	1956	Lévy
498 à 506	S-682 à S-690	Falconbridge Copper Mines	29660	1974	Lévy
507 à 512	S-703 à S-708	Falconbridge Copper Mines	31047	1974	Lévy
513	S-711	Falconbridge Copper Mines	31047	1974	Lévy
514 et 515	S-709 et S-710	Falconbridge Copper Mines	31048	1974	Lévy
516 et 517	S-771 et S-772	Falconbridge Copper Mines	33350	1977	Lévy
518 à 520	5 à 7	Armo Mines Ltd	4576	1956	Lévy
521 à 525	SL-1 à SL-5	Falconbridge Copper Mines	35669	1979	Lévy
526 et 527	1 et 2	Newhund Mines Ltd	4796-B	1957	Lévy
528	A-8	Purdex Minerals Ltd	4911	1956	Lévy
529 à 531	B-5 à B-7	Purdex Minerals Ltd	4911	1956	Lévy
532	C-1	Purdex Minerals Ltd	4911	1956	Lévy
533 et 534	D-2 et D-3	Purdex Minerals Ltd	4911	1956	Lévy
535	E-4	Purdex Minerals Ltd	4911	1956	Lévy
536, 537 à 539	LT-86-01, LT 87-01 à LT 87-03	Exploration Aster	45495	1987	Lévy
540 à 542	LT-83-01, LT-83-02 et 04	Min. de l'Énergie et des Ressources	40292	1982	Lévy
543 à 545	LL-1 à LL-3	Chibougamau Mining	8472-B	1958	Lévy
546 et 547	SM-1 et SM-2	Falconbridge Copper Ltd	34708	1978	Lévy
548 à 554	1 à 5 MC-6 à MC-7	Coral Mining Ltd	5111	1956	Lévy
555	H-1-7	D'Aragon Mines Ltd	4654-A	1956	Lévy
556 et 557	1 - 2	Harrisson Minerals Ltd	4921-B	1956	Lévy
558 et 559	41 et 42	Kisco Copper Mines Ltd	21202	1967	Lévy
560	80-494-01	Mines CM & S Inc / Soquem	36943	1981	Lévy
561 à 564	SM-3 à SM-6	Falconbridge Copper Ltd	36305	1979	Lévy
565 à 568	B-1 à B-4	Baska Uranium Mines Ltd	3830-B	1956	Scott
569 à 572	SM-7 à SM-10	Falconbridge Copper Ltd	36305	1979	Scott
573 à 586	S-1 à S-14	Lambton Copper Mines Ltd	5736-B	1956	Scott
587 et 588	A-12 et A-13	Amalgamated Mining Development	12694	1962	Scott
589 et 590	A-14 et A-15	Amalgamated Mining Development	12764	1962	Scott
591 et 592	SC-1 et SC-2	Scott Chibougamau Mines	6290-C	1958	Scott
593 à 596	SM-12 à SM-15	Falconbridge Copper Ltd	37428	1980	Scott
597 à 602	SM-16 à SM-21	Corporation Falconbridge Ltée	38357	1982	Scott

<b>Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000</b>	<b>Numéro dans les archives</b>	<b>Auteur</b>	<b>GM</b>	<b>Année</b>	<b>Canton</b>
<b>603 à 606</b>	1, 2, 2C, 3	Consolid Tungsten Mining	4769	1956	Scott
<b>607</b>	2	D'Aragon Mines Ltd	4654-D	1956	Scott
<b>608 et 609</b>	1 - 2	Sudbury Contact Mines Ltd	5157	1956	Scott
<b>610 à 612</b>	1, 3, 4	Newland Mines Ltd	4459-B	1957	Scott
<b>613 à 622</b>	S-1 à S-9	Sturgeon River Mines Ltd	3979-B	1956	Scott
<b>623 et 641</b>	61-4-1 et 61-4-19	Selco Mining Corporation Ltd	32908	1977	Scott
<b>642 à 651</b>	18, 20-A, 20-B, 21 à 28	Selco Mining Corporation Ltd	34233	1978	Scott
<b>652 à 661</b>	SL-81-01 à SL-81-10	Ressources Camchib Inc	38639	1981	Scott
<b>662 à 672</b>	SL-82-01 à SL-82-11	Ressources Camchib Inc	39105	1982	Scott
<b>673 à 676</b>	SL-82-12 à SL-82-15A	Ressources Camchib Inc	40987	1983	Scott
<b>677</b>	SL-82-15B	Ressources Camchib Inc	40987	1983	Scott
<b>678</b>	SL-82-15C	Ressources Camchib Inc	40987	1983	Scott
<b>679</b>	SL-82-15DA	Ressources Camchib Inc	40987	1983	Scott
<b>680 à 682</b>	SL-82-16 à SL-82-18	Ressources Camchib Inc	40987	1983	Scott
<b>683 à 701</b>	C-1 à C-19	Canray Ressources Ltd	33857	1978	Scott
<b>702 à 705</b>	2 à 4 et PD-4	Chibougamau Mining & SMTG	9231-B	1959	Scott
<b>706 et 707</b>	7501-75-5 et 7501-75-6	Shell Canada Ltd	31172	1975	Scott
<b>708 à 719</b>	A-1 ;a A-11	Amalgamated Mining Development	10633	1960	Scott
<b>720 à 724</b>	1 à 5	Simpson Chibougamau Mines Ltd	4091-B	1956	Scott
<b>725</b>	2 DH	Min. de l'Énergie et des Ressources	37889	1981	Scott
<b>726 à 729</b>	9-2 à 9-5, 9-6 et 9-9	D'Aragon Mines Ltd	4654-C	1956	Scott
<b>730 et 731</b>	G-11 et G-12	Gibson Mines Ltd	16946	1965	Scott
<b>732</b>	1	Scott Chibougamau Mines	15685	1964	Scott
<b>733 à 736</b>	5, 6, 8, 9	Calnoth Oils Ltd	5182	1956	Scott
<b>737 à 741</b>	73-A-1 à 73-A-5	Falconbridge Copper Ltd	32052	1976	Scott
<b>742 et 743</b>	A-4 et A-6	Roy Chibougamau Mining	22444	1967	Scott
<b>744 à 749</b>	S-1-70 à S-6-70	Hollinger North Shore	26049	1970	Scott
<b>750 et 751</b>	LL-1 et LL-2	Campbell Chibougamau Mines Ltd	3624-B	1955	Scott
<b>52 et 753</b>	P-1 et P-2	Gibson Mines Ltd	13449	1969	Scott
<b>754 à 756</b>	R-5-7 à R-5-9	Rio Tinto Canadian Corporation	30113	1974	Scott
<b>757</b>	J.7	Chibougamau Mining & STMG	8647-B	1959	Scott
<b>758 à 763</b>	1, 1A, 2, 7, 7A, 7B	Millkirk Chibougamau Mines Ltd	3687-B	1956	Scott
<b>764</b>	D-1	Lura Corporation Ltd	26822	1970	Scott
<b>765 à 775</b>	1 à 11	Barel duc Chibougamau Mines Ltd	2578	1953	Scott
<b>776 à 780</b>	LW-1 à LW-5	Falconbridge Copper Ltd	34664	1979	Scott
<b>781 et 782</b>	LW-6 et LW-7	Falconbridge Copper Ltd	36183	1980	Scott
<b>783 et 784</b>	P-1 et P-2	Gibson Mines Ltd	13449	1964	Scott
<b>785 à 820</b>	W-1 à W-3	Chibougamau Copper Corporation Ltd		1956	Scott
<b>821 à 823</b>	W-37 à W-39	Chibougamau Copper Corporation Ltd	12762	1962	Scott
<b>824 et 825</b>	H-1 et H-2	D'Aragon Mines Ltd	4654-B	1956	Scott
<b>826 à 838</b>	Ram-1 à Ram-13	Northgate Exploration Ltd	42668	1985	Scott
<b>839 à 842</b>	Ram-15 à Ram-18	Northgate Exploration Ltd	42668	1985	Scott
<b>843</b>	BI-1	Ressources Camchib Inc	39894	1983	Scott
<b>844 à 846</b>	S-84-1 à S-84-3	Exploration Kelkeko Inc	41668	1984	Scott
<b>847</b>	LW-12	Corporation Falconbridge Copper	38437	1982	Scott
<b>848 à 852</b>	1 à 5	Scott Chibougamau	4022-B	1936	Scott
<b>853 à 858</b>	1 à 6	Mc Kay Exploration Ltd	10840-B	1936	Scott
<b>859 à 860</b>	1 et 2	Claims Shecapio	28681	1972	Scott
<b>861 à 863</b>	1 à 3	Chibougamau Mining & Smelting	4052-E	1956	Scott
<b>864 à 867</b>	S-1 à S-4	Laurentide Chibougamau Mines	4660	1956	Scott
<b>868 à 873</b>	R5-1 à R5-6	Rio Tinto Canadian Exploration	28897	1973	Scott
<b>874</b>	LSC-1	Corporation Falconbridge Copper	39981	1983	Scott
<b>875</b>	LSC-2	Corporation Falconbridge Copper	40048	1983	Scott

<b>Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000</b>	<b>Numéro dans les archives</b>	<b>Auteur</b>	<b>GM</b>	<b>Année</b>	<b>Canton</b>
876	CB-2	Ressources Camchib	39254	1983	Opémiska
877 à 882	1 à 6	Onassis Mining Corporation	7235	1958	Opémiska
883 à 887	72-A-1 à 72-A-5	Falconbridge Copper Ltd	29701	1974	Opémiska
888	72-A-14	Falconbridge Copper Ltd	29961	1974	Opémiska
889 et 890	72-A-6 et 72-A-8	Falconbridge Copper Ltd	29701	1974	Cuvier
891	C-1	Opémiska Copper Mines	24195	1969	Cuvier
892 à 894	C-2, C-4 et C-5	Opémiska Copper Mines	24532	1969	Cuvier
895 à 897	C-6 à C-8	Opémiska Copper Mines	25388	1969	Cuvier
898	DEL-68-2	Bemok Ltée	23515	1968	Cuvier
899 à 908	64-1 à 64-10	Kerr Addison Mines Ltd	15091	1964	Cuvier
909 et 910	1 - 2	Prospector Airways Ltd	13399	1663	Cuvier
911 à 915	H-1 à H-5	Cuvier Mines Ltd	3012	1954	Cuvier
916 et 917	H-8 et H-9	Cuvier Mines Ltd	3012	1954	Cuvier
918 à 933	H-12 à H-27	Cuvier Mines Ltd	3012	1954	Cuvier
934 à 936	H-29 à H-31	Cuvier Mines Ltd	3012	1954	Cuvier
937 à 942	PC-1 à PC-6	Umex Claims Pelletier	29973	1974	Cuvier
943 à 945	1-78, 2-78 et 4-78	Noranda Exploration Ltd	34284	1978	Cuvier
946	1-78	Noranda Exploration Ltd	34485	1978	Cuvier
947 à 950	6, 7, 10 et 11	Newland Mines Ltd	4800-B	1957	Cuvier
951 à 957	1 à 7	Newland Mines Ltd	4800-C	1957	Cuvier
958 à 965	CA-1A, 1B, 2 à 7	Louvicourt Goldfield Corporation	6168	1957	Cuvier
966 à 968	1-78, 1-78-A, 1-78-B	Noranda Exploration Ltd	34484	1978	Cuvier
969 et 970	13278 et 13278-B	Canadian Nickel Ltd	4734-B	1957	Cuvier
971 à 973	CA2-84 1 à 3	Exploration Nord-Ouest	42314	1985	Cuvier
1309 à 1311	CU-1 à CU-3	Corporation Auchib Inc	40010	1983	Cuvier
974 et 975	CU-1-83 1 et 2	Mines Northgate Patino Inc	40535	1985	Cuvier
976 et 977	1X et 5X	Dominion Gulf	2895	1954	Cuvier
978 à 980	73-55-1 à 3	Dominion Gulf	3012	1955	Cuvier
981 et 982	V-31 et V-32	Falconbridge Copper Ltd	29157	1973	Cuvier
983	C-1-78	Noranda Exploration Ltd	34486	1978	Cuvier
984	C-79-1	Noranda Exploration Ltd	35667	1979	Cuvier
985 et 986	1 - 2	Rio Canadian Exploration Ltd	4602	1956	Cuvier
987	61-3-1	Selco Mining Corporation Ltd	32435	1976	Cuvier
988	7829-80-1	Shell Canada Ltée	39075	1980	Cuvier
989 à 1002	V-4, V-6, V-8 à V-19	Falconbridge Copper Ltd	27518	1971	Barlow
1003 à 1013	V-20 à V-25 et V-30	Falconbridge Copper Ltd	29157	1973	Barlow
1014 à 1028	72-B 1 à 14	Falconbridge Copper Ltd	30626	1974	Barlow
1029 à 1056	1 à 13, 17 à 31 et 36	Chibougamau Copper Corporation Ltd	10696	1960	Barlow
1057 à 1059	2X à 4X	Dominion Gulf	2895	1954	Barlow
1060	61-3-1	Selco Mining Corporation Ltd	32435	1976	Barlow
1061	2	Newland Mines Ltd	4459-B	1957	Barlow
1062 et 1063	1B et 2B	Dominion Gulf	4234-B	1956	Barlow
1064 à 1069	B-1 à B-6	Quebec Smelting & Refining	4542-B	1955	Barlow
1070 à 1081	BB-1 à BB-12	Quebec Smelting & Refining	4542-B	1955	Barlow
1082 à 1084	1 à 3	Rio Canadian Exploration Ltd	4165-B	1956	Barlow
1085 à 1089	R-1 à R-5	Rio Rapununi Mines Ltd	4649-B	1957	Barlow
1090	BAR-2-83-1	Mines Northgate Patino Inc	40535	1983	Barlow
1091	BAR-2-84-1	Mines Northgate Inc	43207	1985	Barlow
1092 à 1097	1 à 6	Consolid Red Polar	4430-B	1956	Barlow
1098 à 1102	1 à 3, 5 et 7	Opémiska Copper Mines	27221	1971	Barlow
1103 et 1104	66-1 et 66-2	Doral Mining Exploration Ltd	19423	1966	Barlow
1105 à 1109	66-3 à 66-7	Doral Mining Exploration Ltd	20521	1967	Barlow
1110 à 1112	U-1 à U-3	Opémiska Copper Mines	26303	1970	Barlow

<b>Numéro sur les cartes hors texte au 1 : 20 000</b>	<b>Numéro dans les archives</b>	<b>Auteur</b>	<b>GM</b>	<b>Année</b>	<b>Canton</b>
1113 à 1117	U-4 à U-8	Opémiska Copper Mines	26740	1970	Barlow
1118 à 1125	K-1 à K-8	BKB Mining Ltd	4465-B	1956	Barlow
1126	SU-4	Serem Ltd	20558	1967	Barlow
1127 à 1130	BX-1 à BX-4	Chibougamau Mining & SMTG	8991-B	1960	Barlow
1131	61-5-1	Selco Mining Corporation Ltd	32515	1976	Barlow
1132 à 1134	LW-13, 15 et 16	Corporation Falconbridge Copper	39884 et		
38347	1982	Barlow			
1135 à 1144	1 à 10	Wright-Hargreaves Mines	907-B	1950	Barlow
1145 à 1147	SA-1 à SA-3	Serem Ltd	20558	1967	Barlow
1148 à 1155	1 à 8	Zenith Mines Ltd	4313-B	1956	Barlow
1156 à 1161	11 à 16	Consolid Central Cadillac	4403-C	1956	Barlow
1162	NOP-4-1	Matagami Lake Mines Ltd	35009	1979	Barlow
1163 à 1165	70508, 70510 et 70511	Nickel Canada Ltd	41231	1984	Barlow
1166 à 1177	BG-84-1 à BG-84-12	Exploration Noranda Ltée	42025	1984	Barlow
1312 - 1313	BG-84-13 et BG-84-14	Exploration Noranda Ltée	42025	1984	Barlow
1178 à 1190	BG-86-1 à BG-86-13	Exploration Noranda Ltée	44617	1986	Barlow
1191	SB-87-1	Flanagan Mc Adam Ressources	44688	1987	Barlow
1192 et 1193	RB-81-21 et 23	Entreprise Extraction Rouleau	38050	1981	Barlow
1194 et 1195	70513 et 70514	Nickel du Canada	42577	1986	Barlow
1196 à 1207	BA-79-1 à BA-79-12	Min. de l'Énergie et des Ressources	Non publié	1979	Barlow-Cuvier
1208	BA-79-14	Min. de l'Énergie et des Ressources	Non publié	1979	Barlow-Cuvier
1209 à 1212	BA-82-01 à BA-82-04	Min. de l'Énergie et des Ressources	Non publié	1982	Cuvier-Barlow
1213 et 1214	Scott-79-01 et 02	Min. de l'Énergie et des Ressources	Non publié	1979	Scott
1215 à 1218	S-844 à S-847	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1219 à 1221	S-1017 à S-1019	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1222 à 1225	S-814 à S-817	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1226 à 1236	S-997 à S-1007	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1237 à 1238	S-829 à S-830	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1239	S-849	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1240 à 1243	S-1031 à S-1034	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1244 à 1248	S-1026 à S-1030	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1249	S-1036	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1250 à 1252	S-1013 à S-1015	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1253	S-714	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1254 à 1255	S-1103 - S-1104	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1256 et 1257	S-1106 et S-1108	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1258 à 1261	1008 à 1011	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1262 à 1266	S-1020 à S-1024	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1267 et 1268	S-1054 et S-1056	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1269 à 1272	S-844 à S-847	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1273	S-1061	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1274 à 1275	S-709 à S-710	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1276	S-865	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1277 et 1278	S-1088 et S-1050	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1279 et 1280	S-1084 et S-1085	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1281	S-1075	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1282 et 1283	S-1070 et S-1072	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1284	S-1074	Minnova Inc	Non publié		Lévy
1285 - 1290	Q4-1-8 à Q4-1-1-14	Stratmat Ltd	43 348		Lévy









Gouvernement du Québec  
Ministère des Ressources naturelles  
Secteur des mines

