

# DPV 504

QUART NORD-OUEST DU CANTON DE DOLLIER (COMTE D'ABITIBI-EST) - RAPPORT PRELIMINAIRE

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 



**MINISTÈRE  
DES RICHESSES  
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE  
DES MINES

**QUART NORD-OUEST DU CANTON DE**

**DOLLIER**

J. CIMON

**RAPPORT PRÉLIMINAIRE**

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES  
SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

QUART NORD-OUEST DU CANTON DE  
DOLLIER

Rapport préliminaire  
par  
J. Cimon

Versé au fichier géologique en mai 1977.

## TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION .....	1
Localisation .....	1
Accès .....	1
Topographie .....	2
Hydrographie .....	2
Mise en carte .....	2
Levés antécédents .....	3
GEOLOGIE GENERALE .....	3
DESCRIPTION DES FORMATIONS .....	4
Formation de Gilman .....	4
Equivalents métamorphiques .....	8
Complexe de lac Doré .....	9
Pluton de Chibougamau .....	11
Formation de Stella .....	12
Interprétations lithologiques et stratigraphiques antécédantes .....	13
Interprétation proposée .....	15
Description lithologique .....	18
Roches intrusives tardives .....	21
GEOLOGIE STRUCTURALE .....	21
Structures pré-kénoriennes .....	22
Structures kénoriennes .....	26
Structures grenvilliennes .....	29
GEOLOGIE ECONOMIQUE .....	29
Métallogénie et contrôles structuraux .....	29
Description des indices .....	34
REFERENCES .....	37

## TABLEAUX

1 - Tableau des formations .....	5
2 - Correspondance entre les modèles stratigraphiques de la pile volcano-sédimentaire de Chibougamau .....	14
3 - Analyses chimiques d'anorthosite et de porphyres felsiques .	32

## FIGURES

	Page
1 - Section géologique au nord du lac Stella .....	16
2 - Schéma des systèmes de failles avec localisation des zones et indices minéralisés .....	33

## CARTE

Quart nord-ouest du canton de Dollier (1:12 000).

## I - INTRODUCTION

### Localisation

La région est située au sud-est du lac Chibougamau et son centre est à une distance de seize (16) mi. (26 km) de la ville de Chibougamau. Elle est comprise entre les latitudes  $49^{\circ}41'14''$  et  $49^{\circ}44'18''$  et les longitudes  $74^{\circ}07'42''$  et  $74^{\circ}14'30''$ , et se situe dans la portion 32G/9 du Système de Référence Cartographique National. Elle couvre une superficie de dix-sept (17)  $\text{mi}^2$  ( $44 \text{ km}^2$ ) ayant la forme d'un rectangle de cinq (5) mi. (8 km) de longueur et de 3,4 mi. (5,4 km) de largeur dans les directions est-ouest et nord-sud respectivement.

### Accès

Un chemin d'exploitation forestière donnant aussi accès à la Mine Lemoine dans le canton du même nom et joignant la route nationale 167 au milliaire 123 traverse le centre de la région dans une direction nord-sud. Un embranchement de cette route donne accès à la partie sud-est de la région. Quelques sentiers de halage pénètrent légèrement dans la région. Le ruisseau Wynne sur le cours duquel est situé le lac Pillow peut servir de voie d'accès vers l'extrémité est de la région, et la rivière Armitage le long de laquelle sont situés le petit lac Stella et le lac Stella fournissent un accès limité vers l'ouest.

### Topographie

Le relief de la région est peu accentué. Le plus bas niveau est à environ 1250 pieds (378 m) d'altitude et le point culminant s'élève à 1575 pieds (477 m) et se situe dans le coin sud-est de la région. La totalité de la région est faiblement ondulée, parsemée de marécages, recouverte de moraines diverses, de drumlins et de dépôts fluvioglaciers. Les zones d'affleurement sont rares et de faible étendue à l'exception de l'aire s'étendant au sud-est du lac Pillow.

### Hydrographie

La limite de partage des eaux entre la Baie James et le fleuve St-Laurent passe à l'extrémité sud-est de la région. La région fait cependant entièrement partie du réseau hydrographique de la Baie James. Les eaux sont drainées vers le lac Chibougamau soit par la rivière Armitage et son principal tributaire la rivière Wynne soit par d'autres cours d'eau se jetant dans la Baie Corner. Une infime superficie s'étendant au sud-est du lac Stella est drainée vers le sud par le ruisseau Audet qui se jette dans la rivière Obatogamau, tributaire de la rivière Chibougamau. Les eaux de la rivière Chibougamau s'acheminent ensuite vers la Baie James par l'intermédiaire des rivières Waswanipi et Nottaway.

### Mise en carte

Les informations géologiques ont été recueillies à l'aide de cheminements systématiques distants au maximum de 500 pieds (150 m). Des échantillons de sédiments de ruisseau ont été recueillis au cours de ces cheminements sur des stations distantes de 1000 à 1500 pieds (300,450 m) le long des cours d'eau. Ces échantillons ont été analysés par le Centre de Recherches Minérales du Ministère des Richesses Naturelles pour les éléments suivants: Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Mn et U. Les résultats de ces analyses sont actuellement disponibles sous forme de document public (Cimon, 1976a).

### Levés antécédents

La région est incluse en entier dans la carte de Neale (1959) publiée à 1:63 360. Demontigny (1960) a cartographié à 1: 12 000 la région adjacente au nord et l'auteur (Cimon, 1976c) a cartographié à la même échelle la région adjacente à l'ouest ainsi que celle s'étendant au sud-ouest (1977).

Cette région est aussi incluse dans la carte 1686 accompagnant le rapport de synthèse stratigraphique et métallogénique de Duquette (1970). En raison de difficultés à intégrer la géologie de la présente région au modèle proposé par Duquette (1970), plusieurs vérifications ont été entreprises, notamment au sud-est de la baie Corner en 1971, dans la région du lac Pillow en 1972-1973 et dans la région du lac Stella en 1975. Un sondage stratigraphique a été implanté par le ministère des Richesses Naturelles à l'est du lac Stella en mars 1976 (Cimon et Gobeil, 1977 en préparation). Une certaine quantité d'informations a été perdue dans l'incendie qui détruisit le bureau du ministère des Richesses Naturelles au mois de mai 1976. Une étude structurale couvrant certaines parties de cette région se poursuit présentement (Baker, 1977).

## II - GEOLOGIE GENERALE

Le socle de la région est d'âge précambrien et se situe géologiquement dans la province du Supérieur. La formation de Gilman occupe la partie sud et sud-est de la région. Elle comprend une séquence de laves basiques, des filons-couches de gabbro associés aux laves, un peu de tuf et d'agglomérat de composition acide à basique ainsi que des schistes à carbonate-séricite-chlorite-chloritoïde.

Le complexe de lac Doré est constitué d'anorthosite, de gabbro, de pyroxénite et de tonalite sodique et occupe la partie nord-ouest de la région. Dans le coin nord-ouest de la région,



l'anorthosite est injectée de phases dioritiques sous forme de dyke appartenant au pluton de Chibougamau.

La formation de Stella est une séquence de roches sédimentaires constituée d'éléments d'origine détritique et volcanique et comprend essentiellement des grès et des schistes. Elle est plus jeune que les formations énumérées précédemment sur lesquelles elle repose en discordance.

Un lamprophyre affleure sur le ruisseau Wynne à mi-chemin entre le lac Pillow et le lac Stella.

Dans la moitié ouest de la région, les formations ont une direction est-ouest, et pivotent fortement dans une direction nord-nord-est dans la moitié est. Selon Baker (communication personnelle) les roches volcaniques à l'est du lac Pillow pourraient être plissées en plusieurs petits isoclinaux très rapprochés les uns des autres. La formation de Stella occupe un synclinal en bordure du dôme de Chibougamau. Nous avons noté trois systèmes de failles et de cisaillement, l'un de direction nord-ouest, recoupé par un autre système de direction nord-nord-est et l'un de direction nord-est.

### III - DESCRIPTION DES FORMATIONS

#### Formation de Gilman

La formation de Gilman est composée essentiellement de roches volcaniques de composition basique à intermédiaire comprenant des laves coussinées, quelques bancs de tuf et d'agglomérat et des filons-couches de gabbro associé aux laves. Des zones de schistes à carbonate-séricite-quartz-chlorite et chloritoïde ont été suivies au sud et à l'est du lac Pillow. Dans la partie est de la région, les roches ont été affectées par un métamorphisme dynamo-thermal assez intense dû à la proximité du front de Grenville. L'intensité du métamorphisme est graduel mais peut macroscopiquement être divisée en deux zones; une zone de schiste à amphibole -

Tab. 1 - TABLEAU DES FORMATIONS

Récent et Pleistocène	Till, argile à blocs, drumlins, muskeg, eskers		
Précambrien	Roches intrusives tardives		Granite pegmatitique à enclaves de roches vertes
			Lamprophyre
	Roches sédimentaires	Formation de Stella	Conglomérat de base arkose microconglomératique turbidites détritiques et volcanogènes phyllade et schiste graphitique
	----- discordance		-----
	Formations intrusives	Pluton de Chibougamau	Méladiorite riche en hornblende
	Complexe de Lac Doré	Anorthosite, méta-anorthosite métagabbro, métapyroxénite et métatonalite sodique	
Roches volcaniques	Formation de Gilman	Basalte, gabbro, schiste à carbonate - séricite - chlorite chloritoïde, tuf et agglomérat acide à basique Equivalents métamorphiques au faciès des amphibolites	

chlorite et grenat et une zone de paraschiste et de paragneiss à hornblende-quartz-albite et grenat. Le carbonate est omniprésent dans ces faciès métamorphiques.

Cette formation occupe une étroite bande de direction est-ouest au sud de la région et elle pivote assez brusquement dans une direction nord-nord-est dans la région du lac Pillow et occupe toute la partie qui s'étend à l'est de ce lac. Elle affleure abondamment au sud du lac Pillow mais très peu plus à l'ouest où seulement quelques rares affleurements ont pu être découverts au nord du petit lac Stella.

Basaltes - Les basaltes sont aphanitiques ou à grain fin, schisteux et de couleur gris verdâtre en surface fraîche. Les parties massives des coulées sont souvent porteuses de magnétite disséminée en octaèdres de 1 à 3 mm. Les basaltes sont généralement amygdalaires, particulièrement dans les parties coussinées. Les amygdales ont de 1 à 3 mm et excèdent souvent 1 cm et sont remplies de calcite, de quartz et d'épidote.

Tufs et agglomérats - Dans la région du lac Pillow, on observe une grande quantité de tufs et d'agglomérats de composition acide à basique alternant avec les coulées de basaltes. Les tufs acides sont blanc crème en surface exposée aux intempéries et vert pâle en surface fraîche. Ils sont généralement bien lités, finement laminés, constitués de fragments microscopiques de feldspath, de quartz et de séricite. Ils n'excèdent généralement pas quelques dizaines de pieds d'épaisseur. Les tufs et agglomérats basiques sont plus abondants et forment des bancs de quelques pieds à quelques centaines de pieds d'épaisseur. Ce sont des roches vert foncé en cassure fraîche, et gris verdâtre en surface exposée aux intempéries, massives ou bien litées, avec une forte schistosité développée parallèlement au litage. Les agglomérats sont constitués d'une proportion variable de fragments de laves vésiculaires sub-arrondis ou bien arrondis.

Schistes à carbonate, séricite, quartz, chlorite et chloritoïde -  
Les schistes les plus communs sont constitués de carbonate, de séricite, de quartz, de chlorite et de chloritoïde; nous avons cependant noté plusieurs variétés de schistes dans lesquels un ou plusieurs des minéraux énumérés précédemment sont absents. La plupart des schistes comportent généralement au moins trois de ces minéraux lesquels se rencontrent en proportions variables. L'origine de ces schistes est encore sujette à discussion. Dans certains cas ils semblent se confiner à un horizon stratigraphique tandis que dans d'autres cas ils forment des zones qui recoupent nettement les formations. Au sud du lac Pillow par exemple, un tel schiste flanque la partie supérieure d'un filon-couche de gabbro sur une distance d'environ 1,5 mi. (2,5 km). D'autre part, à la limite sud de la région, cette zone semble brancher à travers les couches de sorte que le filon-couche de gabbro et les laves ont été transformés localement en schistes.

A l'est du lac Pillow où affleurent quelques zones de ces schistes nous avons pu identifier un certain nombre de textures volcaniques en particulier des formes coussinées et des amygdales. Certaines vérifications doivent encore être effectuées sur ces zones.

Les zones de schistes sont en général fortement métamorphosées et déformées par plusieurs phases tectoniques.

Filons-couches de gabbro - Les filons-couches de gabbro associés aux laves sont très communs; ils s'intercalent de préférence le long d'horizons de tuf. Leur épaisseur varie de quelques dizaines de pieds à environ 750 pieds (240 m). A la base des filons-couches les minéraux ferromagnésiens se présentent en cristaux assez grossiers (,5 à 2 cm), plus ou moins sphérique et farcies de petites lattes de plagioclase (texture poecilitique) dans une matrice à texture ophitique de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens microcristallins.

### Equivalents métamorphiques

Zone de schiste, amphibole, chlorite et grenat - Les effets dynamothermaux associés au soulèvement du Grenville commencent à se manifester dans cette formation par l'apparition de porphyroblastes de hornblende et de grenat, que l'on observe d'abord sur de petites zones de quelques pieds d'épaisseur seulement et qui s'intensifient graduellement en importance vers l'est. Les porphyroblastes de hornblende deviennent graduellement un constituant dominant, se présentant en prismes grossiers allongés, plus ou moins parallèlement dans une matrice de chlorite, de quartz et de carbonate. La présence de porphyroblastes de grenat est alléatoire. L'isograde de grenat coïncide approximativement avec l'axe du lac Pillow.

Zone de paraschistes et de paragneiss - Plus à l'est, la chlorite disparaît complètement et le métamorphisme se manifeste par un passage brusque à une zone de paraschistes et de paragneiss à hornblende, quartz, albite et grenat. L'apparition de minéraux à faciès métamorphiques plus élevés tels que le disthène et l'andalousite n'a pas été noté dans la présente région mais a été observé en sondage au diamant légèrement à l'est de la limite de la région sous étude. Les paragneiss et les paraschistes comportent de 40 à 50% de hornblende en prismes allongés, de 30 à 40% de quartz, de 5 à 10% d'albite. Le grenat est souvent absent ou peu important mais peut localement excéder 25%. Au microscope la disposition des prismes de hornblende confère à ces roches une texture nématoblastique; les inclusions de quartz et de minéraux opaques dans les porphyroblastes de hornblende et de grenat leur donne d'autre part une texture diablastique. L'albite est peu ou pas maclée et s'observe dans des proportions de beaucoup inférieures à celles du quartz. Les minéraux opaques se présentent en petits grains et forment des trainées parallèles qui se poursuivent à travers les minéraux métamorphiques (texture diablastique).

Quelques bancs de paragneiss à quartz, biotite et carbonate ont été notés dans l'extrémité sud de la région.

### Complexe de lac Doré

Le complexe de lac Doré est un filon-couche gabbroïque étagé, différencié "in situ", qui se serait introduit à la base de la formation de Gilman (Duquette, 1970). De la limite inférieure au sommet, soit sur une épaisseur approximative minimale de 12 000 pieds (3636 m), il a été divisé en quatre zones distribuées de la base au sommet de la façon suivante: la zone anorthositique, la zone litée, la zone granophyrique et la zone de bordure. Dans la présente région, la zone de bordure n'affleure pas. Elle disparaît sous le conglomérat de base à environ 2000 pieds (690 m) à l'est de la rivière Armitage sur la ligne qui sépare les cantons de Dollier et de Lemoine. Elle a été intersectée par forage sous l'affleurement de conglomérat de base au nord-est du lac Stella.

Zone d'anorthosite - Nous avons inclus dans la zone d'anorthosite une succession de bancs d'anorthosite intercalée de couches d'anorthosite gabbroïque, de gabbro anorthositique et de gabbro. Ces types de roches sont subdivisés quant à leur contenu en plagioclase de la façon suivante: l'anorthosite contient plus de 90% de plagioclases, l'anorthosite gabbroïque en contient de 70 à 90%, le gabbro anorthositique, de 50 à 70% et le gabbro de 30 à 50%.

La moitié inférieure de cette zone est constituée d'anorthosite tandis que la moitié supérieure groupe des roches de plus en plus gabbroïques, soit des métagabbros anorthositiques et des métagabbros.

La bande nettement anorthositique de cette zone occupe une infime superficie dans le coin nord-ouest de la présente région. L'anorthosite est constituée presque à 100% de plagioclases en grands cristaux gris bleu pâle. La roche prend une teinte brune en surface exposée aux intempéries. Elle est localement poivrée

de petits grains de sulfures entourés d'une auréole d'altération brune. Le plagioclase est relativement frais et localement altéré partiellement en clinzoisite. Le plagioclase a une composition de l'ordre de  $An_{75-80}$ . Cette zone d'anorthosite est envahie de dykes de méladiorite riche en hornblende. Ces dykes sont situés à la bordure de la brèche qui constitue la zone de contact entre le complexe de lac Doré et le pluton de Chibougamau (Cimon, 1976c).

Zone litée - La subdivision de la zone litée en cinq membres distincts telle que proposée par Allard (1967) n'a pu être employée. Ces membres s'atrophient rapidement ou disparaissent dans le sud du canton de Lemoine, de sorte qu'il ne subsiste plus dans la présente région qu'une zone ultramafique assez comparable au membre  $P_3$  (Allard, 1976 p.118). Cette zone groupe des métagabbros riches en magnétite, des métagabbros pyroxénitiques, des métapyroxénites avec ou sans magnétite et ilménite et des métapyroxénites quartzifères avec magnétite et ilménite.

Aucune concentration importante de magnétite en couches bien définies n'a été observée comme c'est le cas dans les cantons de Rinfret (Allard, 1967) et de Lemoine (Allard et Caty, 1969). La magnétite est soit interstitielle entre les minéraux ferromagnésiens ou disséminée en petits cristaux automorphes. L'altération de la zone ultramafique est intense; le feldspath est complètement transformé en albite et en clinzoisite et les minéraux ferromagnésiens sont fortement chloritisés.

Zone de tonalite - La zone de tonalite est constituée de roches felsiques fortement quartzifères qui sont concordantes avec les zones précédemment décrites et qui injectent parfois sous forme de dykes la partie supérieure de la zone ultramafique. Ces roches proviennent de la cristallisation d'un résidu siliceux résultant de la différenciation du magma gabbroïque original. Ce sont des roches à grain grossier, comportant de 30 à 50% de quartz bleu ou

gris bleu et jusqu'à 5% de magnétite; la nature des autres constituants et leurs proportions relatives sont variées. A l'extrémité nord-est du lac Stella, la tonalite est vert foncé et est constituée de plus de 50% de chlorite et d'épidote. Elle se décolore progressivement en surface exposée aux intempéries et prend alors une teinte grise. Des textures granophyriques ont été rapportées précédemment (Allard, 1967, p.8) (Neale, 1959, p.28) comme critère caractéristique de ces roches résiduelles, cependant nous n'avons pu noter la présence de telles textures. Nous avons pu tracer la zone de tonalite à l'extrémité nord-est du lac Stella et sur une étroite bande de direction nord-sud à un mille (1,5 km) à l'ouest du lac Stella. Ces deux segments sont situés de part et d'autre d'une zone de faille de direction NNE.

Zone supérieure de bordure - La zone supérieure de bordure n'a pas été observée en affleurement dans la présente région. Elle affleure cependant à quelques centaines de pieds de la limite nord de la région, au nord-est du lac Stella et elle a été intersectée dans les derniers pieds du forage stratigraphique implanté au sud de l'affleurement de conglomérat de base qui a été mis à découvert à l'été 1975 au nord-ouest du lac Stella. Cette zone comporte des anorthosites et des gabbros généralement quartzifères. En forage, on a intersecté une séquence d'anorthosite gabbroïque légèrement quartzifère de couleur blanc grisâtre. Le feldspath se présente en cristaux d'environ 1 cm, les minéraux ferromagnésiens sont interstitiels et chloritisés, et le quartz forme des globules bleus de quelques mm de diamètre.

#### Pluton de Chibougamau

Selon Duquette (1970) le pluton de Chibougamau est une intrusion felsique qui affleure le long de la zone axiale de "l'anticlinal" régional du lac Chibougamau. Ce pluton se serait introduit en conformité avec les structures de la roche encaissante avant



la période kénorienne de plissement (Duquette et Mathieu, 1970) au niveau de la zone d'anorthosite du complexe de lac Doré, ou aurait envahi la zone axiale de "l'anticlinal" après le plissement (Allard et Caty, 1969). Depuis lors, nous avons pu démontrer que l'anticlinal de Chibougamau est en fait un dome pré-kénorien dont l'érection coïnciderait semble-t-il avec la mise en place du pluton (Cimon et Gobeil, 1976). Le pluton occupe donc le coeur du dome de Chibougamau. Il est constitué de plusieurs phases de la suite diorite-tonalite intrusives l'une dans l'autre et recoupe le complexe de lac Doré et une partie de la pile volcanique. Les roches communes à ce pluton sont remarquablement pauvres en feldspath potassique et appartiennent à la suite des tonalites-diorites (Allard, 1967) (Allard et Caty, 1969) (Duquette, 1970).

Dans la présente région, les phases appartenant au pluton se résument à quelques dykes de méladiorite riche en hornblende qui injectent l'anorthosite du complexe de lac Doré.

La diorite riche en hornblende est une roche gris foncé verdâtre, à grain moyen, constituée de 40 à 55% de hornblende, de 30 à 50% de plagioclase  $An_{47-49}$  légèrement zoné et localement saussuritisé, d'environ 10% de chlorite résultant de l'altération partielle de la hornblende, et de 0 à 10% de pyrite finement disséminée. Elle contient environ 10% de quartz. Elle se rencontre en affleurements massifs de forme moutonnée dont les surfaces exposées aux intempéries sont caractérisées par une érosion différentielle laissant en relief des veinules d'épidote et de quartz de 0,5 à 2 mm d'épaisseur disposées en réseaux qui s'intersectent et qui résultent probablement de la cristallisation de minéraux de remplissage le long de systèmes de fractures de retrait (Cimon, 1976c, p.17).

#### Formation de Stella

La formation de Stella est une formation sédimentaire

constituée d'éléments d'origine détritique et probablement volcanique qui, dans la présente région, affleure en bordure sud du complexe de lac Doré. Elle est plus jeune que le complexe lui-même et repose en discordance sur ce dernier ainsi que sur la séquence volcanique au sud de la région (formation de Gilman).

#### Interprétations lithologiques et stratigraphiques antécédantes

Rappelons que la nature sédimentaire d'une séquence lithologique de faible étendue affleurant au voisinage du lac Stella a été reconnue par différents auteurs dont Mawdsley et Norman (1938) Neale (1959) et Bourgoïn (1961). Neale classifia cependant cette séquence comme pré-intrusive. Les différentes lithologies identifiées au sein de la séquence correspondent d'autre part assez bien à la séquence de sédiments tuffacés décrite par Norman (1937) et Beach (1937), comme constituant la partie supérieure du groupe pré-Opémisca (voir tableau 2). Selon Norman "Ces sédiments sont gris pâle, verdâtres ou blancs, d'une granulométrie fine à grossière, voire localement conglomératique avec des cailloux felsiques et ont une forte proportion de grumeaux de feldspath" (traduction libre de l'anglais). Beach (1938) décrit pour sa part la partie supérieure du groupe pré-Opémisca comme une "épaisse séquence, apparemment concordante, de roches sédimentaires altérées, tuffacées et riches en feldspath, de grauwacke, localement altéré en phyllades et en schiste à séricite" (traduction libre de l'anglais).

Suite aux travaux poursuivis par l'auteur sur le flanc sud de "l'anticlinal de Chibougamau", suffisamment d'affleurements ont pu être découverts pour démontrer la continuité de la bande de sédiments du lac Stella tout le long de la bordure sud du pluton de Chibougamau et du complexe de lac Doré, permettant ainsi de rattacher ces sédiments à ceux déjà rapportés par Norman dans les cantons de Scott et de Lévy localisés dans le coeur du synclinal de Chapais (Duquette, 1970). La présence de ces roches

Tab. 2 - Correspondance entre les modèles stratigraphiques de la pile volcano-sédimentaire de Chibougamau tel qu'établi par Norman & Beach (1940) Duquette (1970) et Cimon (1976)\*

Duquette (1970)		Norman & Beach (1941)		Cimon (1976)		Lithologie
Groupe	Formation	Groupe	Unité	Groupe	Formation	
Groupe de Roy	Formation de Blondeau	Groupe d'Opémisca	7	Groupe d'Opémisca	Hally	- discordance régionale - Conglomérats à éléments volcaniques porphyriques avec phénocristaux de pyroxène. Agglomérats, tufs et grès volcaniques avec clasts de pyroxène et feldspath. Andésite massive à phénocristaux de pyroxène et de feldspath.
			6		Gaudreault	Shales, grès, arkoses, grauwackes lentilles de conglomérats à cailloux granitoïdes
			3		Formation de Stella	Shales, grès, grauwackes, turbidites, arkoses, Microconglomérats à fragments felsiques, conglomérat de base
			2		Formation de Blondeau	- discordance locale ou régionale - Rhyolites, roches pyroclastiques felsiques et tuf chertoux et graphiteux, sulfures massifs.
	Formation de Gilman	Groupe Pré-Opémisca	1	Groupe Pré-Opémisca	Formation de Gilman	Basaltes, andésites, gabbros associés aux laves, un peu de rhyolite et de tuf.
	Formation de Audette				Tufs cristallins, agglomérats, tufs rhyolitiques, rhyolites, schiste à carbonate, séricite, filons-couches de fabbro.	
	Formation d'Obatogamau				Basaltes coussinés à phénocristaux de feldspath gabbros à phénocristaux de feldspath	
Formation de Maconichi		?		?		

\* De légères modifications ont été apportées au modèle proposé dans le rapport préliminaire sur la géologie du canton de Queylus (NE) DPV-439

sédimentaires en bordure des intrusifs sur le flanc sud du dit "Anticlinal de Chibougamau" a donc apporté de sérieux problèmes d'interprétation stratigraphique, en raison d'absence de symétrie de part et d'autre de "l'anticlinal". Utilisant les données recueillies par l'auteur et celles d'une étude régionale des roches volcaniques de la ceinture de Chibougamau effectuée par Oliveira (1973) certains auteurs interprétèrent prématurément cette unité comme une séquence de roches pyroclastiques appartenant à la formation de Waconichi (Jones et al, 1974). Selon ces auteurs, la partie supérieure de la formation de Waconichi longeait tout le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau, à partir du front de Grenville" jusqu'à la faille du lac Gwillim, à l'est de Chapais. Les quelques affleurements de grès feldspathique qui affleurent le long de la route de la mine Lemoine et qui chevauchent la ligne séparant les cantons de Dollier et de Lemoine (voir Figure 1) ont été interprétés par Oliveira (1973) comme des tufs basaltiques faisant partie de la formation de Gilman, séquence qui par extrapolation devait occuper la zone de recouvrement glaciaire rapportée par Demontigny dans les régions adjacentes au nord. Ces interprétations contribuèrent tout au plus à ajouter à la complexité du problème.

La même remarque s'applique en ce qui concerne l'interprétation de Duquette (1976, p.86) déduite par extrapolation, interprétation selon laquelle les complexes intrusifs de Chibougamau seraient bordés au sud par des roches volcaniques de la formation de Gilman.

#### Interprétation proposée

Suite aux travaux poursuivis par l'auteur dans les cantons avoisinants à l'ouest (Cimon, 1976b) il était devenu évident déjà en 1971 que cette séquence faisait partie de la bande volcano-sédimentaire tracée par Norman et Beach dans la région s'étendant au sud-est de Chapais ainsi que par Holmes dans la partie nord-ouest du canton de Haüy, séquence qui dans l'interprétation

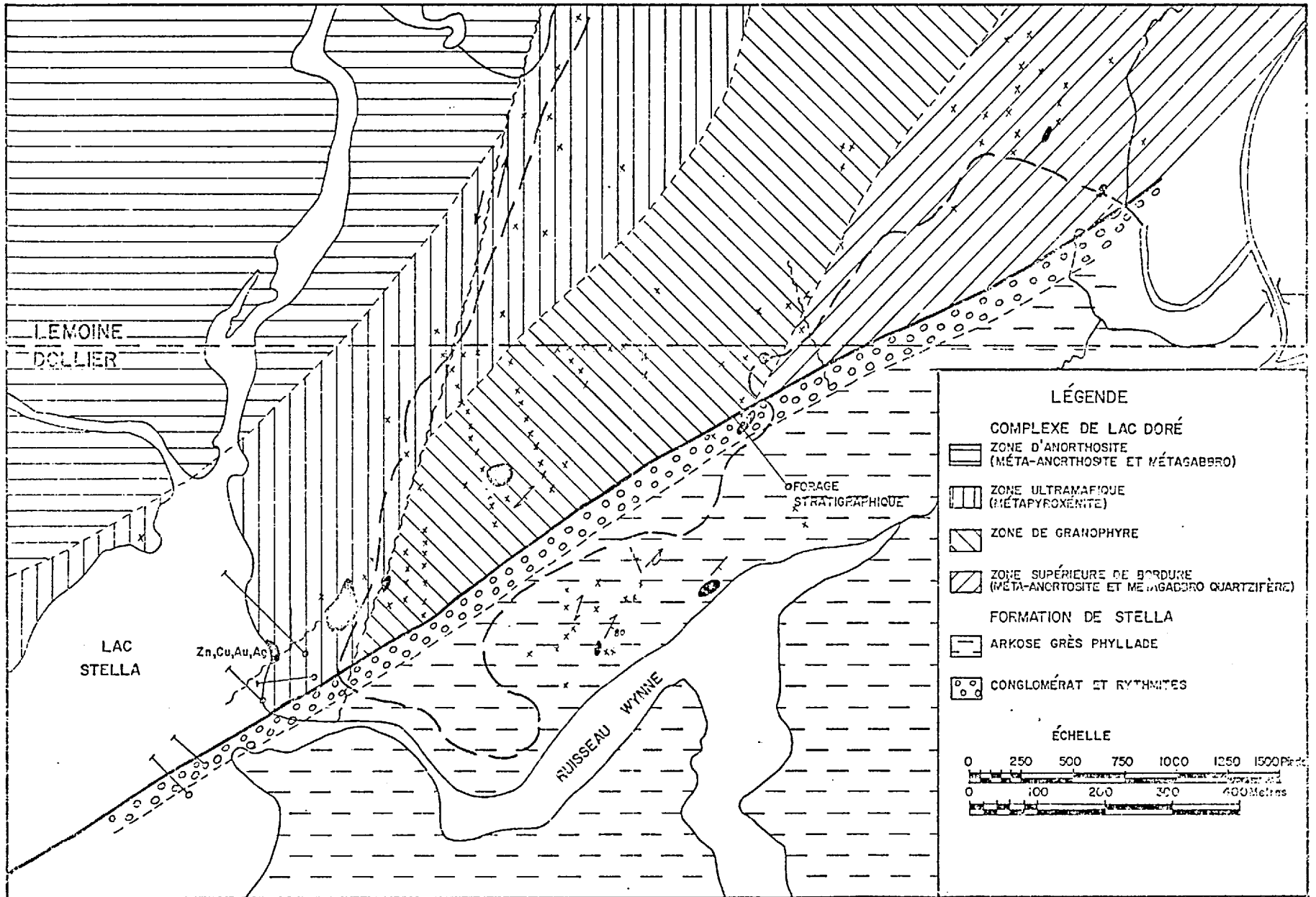


Fig.1 SECTION GÉOLOGIQUE AU NORD DU LAC STELLA

régionale de Duquette (1970) appartiendrait à la formation de Blondeau (voir tableau 2). Ce n'est cependant qu'en 1975 que le caractère discordant de cette formation ainsi que son âge relatif par rapport aux masses intrusives purent être positivement reconnues. Le conglomérat de base fut découvert et identifié comme tel après avoir établi cette discordance et vint confirmer hors de tout doute la justesse de cette interprétation.

Selon toute vraisemblance, la formation de Stella est l'équivalent stratigraphique de la séquence de sédiments tuffacés constituant la partie supérieure du groupe pré-Opémisca; l'identification de blocs provenant de l'érosion de membres du complexe de lac Doré dans le conglomérat de base démontre que cette formation est postérieure à la mise en place de cet intrusif, contrairement à l'interprétation faite par Neale qui tout en considérant qu'il s'agissait d'une séquence plus jeune que les roches volcaniques du lac Pillow, en faisait une formation pré-intrusive, conformément à l'interprétation de Norman, qui classifiait pour sa part l'anorthosite de Chibougamau comme faisant partie du groupe post-Opémisca.

Récemment, Allard (1976) admit le caractère discordant de cette formation mais préféra l'associer au groupe Opémisca de Norman. Tel que nous l'avons mentionné précédemment, la composition lithologique de la formation de Stella se compare beaucoup mieux à la séquence de sédiments rapportée par Norman dans la partie supérieure du groupe pré-Opémisca qu'aux sédiments du groupe Opémisca, lesquels comportent en général des unités plus matures et une quantité importante de lentilles de conglomérats à cailloux granitoïdes. Outre le conglomérat de base et quelques bancs à éléments grossiers localisés généralement dans sa partie inférieure, la formation de Stella est constituée essentiellement de séquences arénacées.

En résumé, nous avons prouvé: 1<sup>o</sup> que la formation de Stella est constituée, du moins en partie, d'éléments détritiques;

2<sup>o</sup> qu'elle est chronologiquement plus jeune que les intrusifs anorthositiques et tonalitiques qui occupent le coeur du dome de Chibougamau; 3<sup>o</sup> qu'elle est probablement l'équivalent stratigraphique des sédiments du groupe pré-Opémisca de Norman et Beach; 4<sup>o</sup> qu'elle repose en discordance sur des formations plus anciennes.

### Description lithologique

La formation de Stella comprend un conglomérat de base, des rythmites et, une séquence gréseuse comprenant des grauwackes, des grès feldspathiques, des bancs de turbidite et des microgrès plus ou moins riches en minéraux argileux, et des schistes argileux et graphitiques.

Conglomérat de base - Près de la ligne séparant les cantons de Dollier et de Lemoine, au nord-est du lac Stella, un affleurement du conglomérat de base a été mis à découvert sur environ 200 pieds (66 m) par 40 pieds (12 m). Il repose sur l'unité granophyrique du complexe de lac Doré qui affleure à quelques pieds seulement au nord de l'affleurement de conglomérat de base (voir Fig. 1). Il est constitué de cailloux arrondis variant de quelques cm à plus d'un mètre de diamètre. Les cailloux les plus communs sont constitués de granophyre, de gabbro quartzifère, d'anorthosite, de roche mafique finement grenue, (gabbro ou lave) de roche felsique pâle, parfois lités et de cailloux de quartz blanc, dans une matrice arkosique grossière constituée de fragments de quartz bleu rosé, de feldspath, de chlorite et de séricite. Le forage stratigraphique implanté par le ministère des Richesses Naturelles sous cet affleurement a intersecté une épaisseur de 200 pieds (66 m) de conglomérat.

Rythmites - Sur le conglomérat de base se succède une alternance de lits d'arkose micro-conglomératique et de lits de microgrès argileux. Les lits d'arkose micro-conglomératique ont de 30 à

60 centimètres d'épaisseur et sont constitués de petits fragments de roches felsiques pâles dans une matrice grossière constituée de fragments de quartz, de feldspath avec un peu de chlorite, de séricite et de carbonate en interstice.

Les lits de microgrès argileux sont de couleur pâle; ils ont en moyenne 10 cm d'épaisseur et sont finement laminés parallèlement au litage.

Grès - Les grès sont de beaucoup les lithologies les plus importantes au sein de cette formation et comprennent surtout des grès feldspathiques ou des arkoses alternant avec des silstones, des shales, des grauwackes et des turbidites arénacées. Les niveaux conglomératiques sont en général très rares de sorte que nous n'avons identifié la présence de cailloux que dans certains bancs de turbidite et dans des bancs de grauwacke. Les grès feldspathiques et les arkoses sont en général bien stratifiés en lits individuels de quelques centimètres à plusieurs mètres et les stratifications entrecroisées sont fréquentes. Ces grès sont constitués de grains subanguleux et subarrondis de quartz et de feldspath en proportion variable qui constituent ensemble plus de 75% de ces roches et qui sont sertis dans une matrice fine de séricite, de chlorite, de carbonate et d'épidote. Ces grès affleurent bien à quatre endroits: sur les îles et les pointes du lac Stella, le long de la rivière Wynne entre le lac Pillow et le lac Stella au sud-ouest de l'affleurement de conglomérat de base, et sur la route de la mine Lemoine, de part et d'autre de la ligne entre les cantons de Dollier et de Lemoine.

Schistes argileux et graphiteux - La séquence de grès renferme des horizons de schistes argileux transformés en phyllades que l'on peut observer dans des tranchées pratiquées par le ministère des Richesses Naturelles à quelques centaines de pieds au nord de la ligne entre le canton de Lemoine et de Dollier. Au nord-ouest du lac Pillow un banc de schiste graphiteux a été mis en évidence



par le levé INPUT de la région de Chibougamau. Cette bande comprend deux conducteurs électromagnétiques qui sont causés selon toute vraisemblance par la répétition d'une séquence graphitique unique occupant le coeur d'un synclinal. Ce banc de graphite pourrait constituer la limite supérieure de la formation de Stella. Si tel est le cas, la formation de Stella serait caractérisée par une déposition à la base de matériaux grossiers accumulés en condition proximale suivie d'une longue sédimentation de matériaux arénacés et se terminant par une séquence de schiste graphiteux témoignant d'une période de sédimentation relativement stable et lente.

Dans la région adjacente au nord, Demontigny (1960) a rapporté une séquence "pré-intrusive" d'arkose incluant des horizons de tuf et flanquant la zone de granophyre du complexe de lac Doré. Ces roches se caractérisent par la présence de quartz grossier bleu. Lors de nos travaux de cartographie sur le terrain en 1969 et suite aux travaux de cartographie dans le quart nord-est de Lemoine (Allard et Caty, 1969), cette unité était considérée comme faisant partie du complexe de lac Doré et décrite comme une unité de granophyre porphyrique (Caty, 1970). Ultérieurement ces roches ont été ré-identifiées comme des rhyolites logées à la partie supérieure de la formation de Waconichi (Oliveira, 1973). Dans la région présentement sous étude nous n'avons pas rencontré ces unités à phénocristaux de quartz grossiers bleu et nous ne sommes pas en mesure de définir exactement l'âge relatif de cette séquence ni la nature du contact qui existe entre cette unité et les séquences gréseuses de la formation de Stella (discordance ou accumulation locale de produits d'origine essentiellement volcanique à la base de la formation de Stella).

A la suite des vérifications effectuées en 1975, l'auteur en était venu à la conclusion que la formation de Stella reposait en discordance sur la séquence de roches à phénocristaux de quartz bleu, interprétation qui fut adoptée par Allard (1976) et reproduite comme telle sur la carte accompagnant le DP-368. Cependant,

au stade où en sont nos recherches nous ne pouvons nous prononcer de façon définitive sur la position stratigraphique exacte de la séquence à phénocristaux de quartz bleu. Pour le moment une étude effectuée à partir de sondages stratigraphiques se poursuit.

#### Roches intrusives tardives

Lamprophyre - Le long du ruisseau Wynne, entre le lac Pillow et le lac Stella, dans une zone fortement schistifiée, affleure une roche très basique constituée essentiellement de minéraux ferromagnésiens et de carbonate au sein desquels flotte une certaine quantité d'enclaves de composition basique. Cette roche est intrusive dans la formation de Stella.

Granite pegmatitique à xénolithes de roche verte - A l'extrémité ouest de la région, dans le rang VI, au nord de la zone de pyroxénite du complexe de lac Doré, et bordée à l'ouest par une faille nord-est, affleure une séquence de granite rose constituée presque uniquement de cristaux de feldspath et de quartz non porphyrique. Cette séquence comporte une importante quantité d'enclaves de roche verte dont certaines peuvent atteindre quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les enclaves sont en général très schisteuses. L'orientation de cette schistosité diffère d'une enclave à l'autre ce qui indique qu'elle était déjà développée lors de la mise en place de ce granite. Neale (1959) avait relié ce granite avec la zone de granophyre du complexe de lac Doré laquelle affleure à environ  $\frac{1}{2}$  mille (800 m) plus à l'est ainsi qu'au nord-est du lac Stella. Cependant, de par sa position et sa composition minéralogique nous devons exclure cette possibilité.

#### IV - GEOLOGIE STRUCTURALE

La géologie structurale de la présente région est particulièrement complexe et fait actuellement l'objet d'une étude détaillée (Baker, 1977). Le présent rapport ne comportera donc qu'un

bref aperçu des principales phases de plissements, des directions de cisaillements et des failles qui ont pu affecter les formations. Afin d'en faciliter la compréhension et de donner une ébauche chronologique sur les différents phénomènes qui ont affecté cette région, nous avons cru bon de diviser l'histoire structurale de la présente région en trois étapes distinctes: les structures pré-kénoriennes, les structures kénoriennes et les structures grenvilliennes.

### Structures pré-kénoriennes

Bassin synclinal - Quoique la notion de géosynclinal ne soit pas encore reconnue au sens strict dans le cas des ceintures de roches vertes archéennes, l'étude stratigraphique d'un certain nombre de ceintures (Baragar et McGlynn, 1976) démontre un cheminement évolutif sensiblement comparable d'une ceinture à l'autre, évolution qui, toute proportion gardée, peut se comparer sous certains aspects à celle d'un géosynclinal. Cette notion d'évolution revêt pour le moment un caractère philosophique, mais une compréhension approfondie de cette évolution déboucherait certainement sur une meilleure compréhension du volcanisme, des mécanismes de mise en place des masses plutoniques et des mécanismes de mobilisation et de mise en place de la minéralisation.

La ceinture de roches vertes de Chibougamau se résume à une épaisse accumulation de laves mafiques et felsiques, suivie de cycles sédimentaires et de la mise en place de masses intrusives de composition diverse.

Les volcans qui contribuèrent à alimenter la pile volcanique se situeraient probablement le long de structures profondes donnant accès au magma. L'hypothèse la plus probable semble indiquer que les laves se seraient accumulées sur un socle de gneiss granitique. Bien que cette hypothèse ne soit pas acceptée à l'unanimité, il reste que les ceintures de roches archéennes se sont nécessairement

formées sur un "certain socle". Les empilements de laves n'ont pu s'étendre uniformément sur le socle mais devaient plutôt comporter des épaissements locaux, en particulier au voisinage des centres volcaniques. Ces épaissements durent nécessairement être accompagnés d'enfoncement de la croûte par subsidence, et se profiler en bassin synclinal à mesure que l'épaisseur de la pile augmentait. En conséquence, dans l'esprit de l'auteur, la ceinture de roches vertes de Chibougamau ferait partie d'un bassin qui par subsidence se serait déformé en synclinal à mesure que la pile progressait, et bien avant que l'orogénie kénorienne ne se manifeste.

Dôme de Chibougamau - Duquette décrit la tectonique du district de Chibougamau comme étant "celle d'un synclinorium comprenant une série de plis symétriques et isoclinaux plongeant de quelques degrés vers l'est ou vers l'ouest.... Du côté est, le synclinorium comprend une structure anticlinale appelée anticlinal de Chibougamau, bordé de deux structures synclinales majeures, le synclinal de Chapais et le synclinal de Chibougamau.... du côté ouest, le synclinorium est réduit à un seul synclinal".

Nous avons démontré hors de tout doute la présence de cycles sédimentaires reposant en discordance sur l'assemblage volcanique et sur les masses intrusives de Chibougamau (complexe de lac Doré et pluton de Chibougamau). Nous avons également pu identifier la provenance de certains éléments détritiques dans ces sédiments. Métamorphisés au faciès des schistes verts et déformés dans un style typiquement kénorien, ces sédiments ne font aucun doute quant à leur âge.

A la suite d'une accumulation importante de produits volcaniques, il faut supposer qu'il y ait eu dans le bassin érection de dômes. Selon toute probabilité, la mise en place du pluton de Chibougamau coïnciderait avec ces déformations et le pluton lui-même originerait de montées diapiriques de masses granitiques en fusion et affleurerait présentement dans le coeur de l'un de ces

dômes. Comme le suggère Baragar et McGlynn (1976), ces plutons pourraient provenir de la fusion locale de la croûte sialique qui par isostasie, en réponse aux accumulations de laves en surface, se serait enfoncé et aurait dépassé localement l'isotherme de fusion. Suite à cette fusion de la croûte sialique, des masses granitiques auraient commencé à migrer d'un mouvement diapirique à travers la pile volcanique. La mise en place de ces masses granitiques aurait produit son propre volcanisme et aurait en quelque sorte constitué le foyer nourricier du volcanisme acide qui a succédé au volcanisme basique et qui constitue actuellement la formation de Blondeau (tab. 2).

La partie émergente des dômes produits par ce mécanisme ainsi que les cônes de matériaux pyroclastiques produits par volcanisme probablement partiellement aérien auraient par la suite été soumis à une érosion rapide dont les détritiques se seraient accumulés dans les bassins environnants. Avec les évidences de terrain que nous avons pu accumuler, nous croyons donc que le segment est de ce qui a été interprété comme faisant partie de l'anticlinal de Chibougamau selon Duquette, a déjà constitué un dôme partiellement émergent, lequel a été soumis à une érosion rapide et importante antérieure à l'orogénie kénorienne.

La mise en place du pluton d'Opémisca semble aussi avoir eu pour effet de produire un dôme dont l'âge pourrait être syn- ou post-kénorien.

Failles et cisaillements - Nous avons pu identifier un certain nombre de structures tectoniques dont nous pouvons par déduction spéculer sur leur âge relatif. Dans le voisinage du lac Stella un certain nombre de structures tectoniques affectent le complexe de lac Doré mais ne semblent pas affecter les sédiments de la formation de Stella. Ces structures comprennent des failles et des cisaillements de direction nord-ouest, nord-est et nord-nord-est. Il faut cependant considérer que la formation de Stella a

été tracée à partir d'un nombre restreint d'affleurements et que nos données ne sont pas complètes. Il faut aussi considérer que les réseaux de failles que nous classifions comme pré-kéno-riennes sont certainement demeurées actives au cours de périodes tectoniques subséquentes et que la direction de contraintes le long de ces structures a même pu changer. Nous n'avons pu cependant élaborer suffisamment nos recherches pour pouvoir appuyer ces hypothèses. Compte tenu de l'âge de la minéralisation, comme le postulent la plupart des auteurs (Duquette, 1970) Allard, 1972) (Guha et al, 1976) qui se sont penchés sur cette question controversée, et de sa mise en place selon certains contrôles structuraux, il serait très mal venu de vouloir nier ou même minimiser l'importance de structures tectoniques pré-kéno-riennes lesquelles étaient une condition primordiale au passage des solutions hydrothermales et à la déposition des métaux.

Faille nord-ouest et faille nord-nord-ouest - La distance qui sépare le segment du complexe de lac Doré au nord-est du lac Stella de celui qui a été tracé à un mille (1,51 km) à l'ouest du même lac correspond à un déplacement réel que l'on peut repérer sur la carte magnétique aéroportée 538G (Dominion Gulf Co. 1957). Ce déplacement résulte de la conjugaison de deux systèmes de failles, soit une faille dextre de direction nord-ouest et un réseau de failles senestres de direction nord-nord-est. La présence de la faille nord-ouest a été déduite à partir de données magnétiques; quant au réseau de failles nord-nord-est, nous n'avons pu l'observer sur le terrain dans la présente région, exception faite d'une faille reliée à cette zone affleurant au nord-est du lac Stella (voir Fig. 1). Cette dernière déplace de façon évidente les zones supérieures du complexe de lac Doré mais ne semble pas avoir affecté les strates de la formation de Stella, si on considère que la présence de sections de sédiments a été reconnue par B. Bourgoïn (1961) dans un des sondages pratiqués par Père Marquette Mining Corporation sur le lac Stella. La zone de

failles qui a été rapportée à l'est du lac Dufresne, dans le quart sud-est de Queylus (Cimon, 1977) appartiendrait selon toute apparence à ce réseau.

Cisaillements nord-est - Le découvert minéralisé du lac Stella est logé dans une zone de cisaillement nord-est avec plongée à pic vers le sud-est et peut être associé au même système de cassures que la zone de faille de Queylus rapportée dans la région adjacente à l'ouest (Cimon, 1976c).

Zones de schistes à carbonate - Les zones de schistes à carbonate au sud-est du lac Pillow sont habituellement affectées par plus d'une direction de schistosités. La schistosité prédominante est habituellement développée parallèlement à la direction de ces lentilles de schistes. Cette schistosité est généralement très fortement déformée, soit par des microplis en chevron ou par des plans de déformation en kink. Ces zones de schistes à carbonate pourraient être des structures pré-kénoriennes qui auraient été reprises et déformées au cours des périodes tectoniques subséquentes. Ces zones de schistes s'apparentent du point de vue composition minéralogique aux zones de schistes qui longent le flanc nord du complexe de lac Doré et qui branchent à travers ce dernier dans le quart sud-est de McKenzie.

### Structures kénoriennes

Synclinaux et anticlinaux - Il devient relativement difficile de définir exactement ce qu'il faut entendre par orogénie kénorienne et quelles sont les structures qui peuvent lui être associé. De fait, cette orogénie pourrait être simplement une accentuation des structures synclinales déjà existantes par subsidence et assèchement des laves et des sédiments en opposition aux masses granitiques qui se seraient comportées plutôt comme des masses relativement rigides.

A l'orogénie kénorienne nous avons donc associé le synclinal de Chapais qui chevauche l'emplacement présumé de la formation de Stella. Ce synclinal traverse la région dans une direction est-nord-est et vient se confondre avec l'axe du synclinal du lac Stella rapporté par Neale (1959) dans la région du lac Stella. Dans le secteur du lac Stella, l'axe synclinal aurait cependant une orientation est-nord-est, plutôt que nord-nord-est tel que Neale l'avait proposé. Un examen minutieux des affleurements situés sur les îles du lac Stella révèle que les strates de cette formation à cet endroit ont une direction N55E et non N25E tel que rapporté sur la carte de Neale. Cette dernière direction correspond cependant à une forte schistosité généralement plus apparente que le litage. Un rapport géologique et géophysique rédigé par B. Bourgoïn (1961, p.4) fait d'ailleurs état de cette distinction entre la schistosité et la stratification.

Dans les grès de la formation de Stella, nous n'avons reconnu que des polarités stratigraphiques orientées vers le sud-est; aucun affleurement de cette formation n'a cependant pu être trouvé au sud-est de la trace présumée du synclinal.

Nous supposons aussi la présence d'un axe anticlinal chevauchant la séquence volcanique au sud-est du lac Pillow. La trace de cet axe anticlinal se situerait quelque part entre deux segments de filons-couches de gabbro. L'un de ces segments a pu être tracé sur une distance de près de 3000 mètres parallèlement à l'axe du lac Pillow et au nord de ce dernier; l'autre a également pu être tracé sur une distance de 3000 mètres à environ 1200 mètres au sud-est du premier.

C'est dans le prolongement vers le sud-ouest de cet anticlinal présumé que nous avons noté les déformations les plus intenses. Ces déformations se présentent comme une série de flexions, de plis isoclinaux très rapprochés les uns des autres et de kinks. Ces structures mineures ont probablement été formées par entrainement dans la zone axiale de l'anticlinal principal.



Linéation et plongées - Les microplis et les déformations en kink sont en général en forme de Z et les linéations qu'ils engendrent, en particulier les froissements sur les plans de schistosité, ainsi que les charnières de plis plongent généralement environ de  $50^{\circ}$  vers le nord-est. Ce style de déformation est particulièrement évident dans les roches volcaniques dans le secteur du lac Pillow mais se retrouve aussi dans les sédiments de la formation de Stella: nous avons noté la présence de plis d'entraînement, avec axe plongeant vers le nord-est sur quelques affleurements de microgrès argileux au sud de l'affleurement de conglomérat de base ainsi que dans des tranchées pratiquées légèrement au nord de la présente région.

Flexions - Sur une bande de près de trois kilomètres de largeur située de part et d'autre du petit lac Stella et du lac Stella s'étend une zone presque dépourvue d'affleurements. A l'intérieur de cette zone se produit un changement assez brusque de la direction régionale des formations: alors qu'à l'ouest de cette zone, les formations ont une orientation régionale plus ou moins est-ouest, à l'est de cette même zone les formations ont brusquement pivoté dans une direction nord-est. Nous croyons que ce changement d'orientation est dû à la proximité de la masse granitique s'étendant dans les cantons de Charron, Mance et Vimont, dont les formations volcaniques et sédimentaires épousent plus ou moins les contours. Nous n'avons cependant aucune information sur l'âge relatif de la mise en place de cette masse granitique de sorte que le fait de classifier cette flexion parmi les événements kénoriens ne doit pas être prise au sens strict mais indique simplement que nous rejetons l'idée de vouloir en attribuer la cause à un effet du Grenville.

Schistosité et clivage de fractures - Des plans de schistosité et de clivage de fractures accompagnent la plupart des plis régionaux et des plis d'entraînement que nous avons reconnu. Une forte schistosité de direction nord-nord-est avec un pendage

de 65 à 80° vers l'est affecte toutes les roches de la région mais est particulièrement bien développée dans les laves au sud-est du lac Pillow et dans les sédiments de la formation de Stella. Cette schistosité a donné lieu à la transformation des lits de schistes argileux en phyllades tandis que dans les lits gréseux, elle se présente plutôt comme un clivage de fracture accompagnée de cristallisation de quartz secondaire le long des fractures. Ce quartz se présente généralement en minces filons de quelques millimètres d'épaisseur et parfois en lentilles de quelques centimètres. De légers déplacements dextres se sont produits le long des plans de clivage de fracture.

#### Structures grenvilliennes

Linéation - Avec l'augmentation du métamorphisme à proximité du front de Grenville, nous avons noté de fortes linéations produites soit par l'orientation parallèle des porphyroblastes, surtout de la hornblende, soit par la déformation de textures primaires dans les roches. Ces linéations ont généralement une plongée de 50 à 70° dans une direction est-sud-est.

#### V - GEOLOGIE ECONOMIQUE

##### Métallogénie et contrôles structuraux

La plupart des auteurs qui se sont penchés sur l'aspect métallogénique de la région de Chibougamau considèrent presque unanimement la venue de la minéralisation comme un événement antérieur à l'orogénie kénorienne. On reconnaît aussi que les zones minéralisées sont étroitement liées à certains contrôles structuraux (failles ou zones de cisaillement:) ce qui suppose que la circulation des solutions minéralisatrices ainsi que la précipitation des métaux s'est fait à la faveur de zones de faiblesse et de cassures déjà existantes. La précipitation des métaux a pu être causée d'une part par des changements physico-chimiques qui auraient affecté les solutions minéralisatrices durant leur ascension.

A la lumière des travaux que nous avons poursuivis dans la région s'étendant au sud de Chibougamau, il ressort que la grande majorité des indices minéralisés découverts jusqu'à présent sont logés au voisinage où à l'intérieur de deux systèmes de cassures, ces systèmes de cassures étant par importance les zones de failles de direction nord-ouest et celles de direction nord-est. De fait, la plupart des indices minéralisés ont tendance à être logés dans des structures nord-ouest à proximité de structures nord-est. Quelques indices se trouvent dans les structures nord-est, mais, encore à proximité de l'intersection de structures nord-ouest. Aucune minéralisation associée au système nord-nord-est n'a été observée.

La cassure nord-ouest qui passe présumément au nord du lac Stella fournit un assez bon exemple du contrôle structural régional de la minéralisation. L'indice minéralisé du lac Stella est situé dans une zone de cisaillement nord-est, à proximité de la cassure nord-ouest. Dans le prolongement de la même cassure soit dans le canton d'Obalski, Demontigny a rapporté la présence de chalcopryrite et de malachite dans un cisaillement nord-nord-ouest. Dans le même canton, probablement dans une structure subsidiaire à la cassure principale deux zones minéralisées ont été découvertes par Rio Tinto Canadian Exploration suite à la vérification de conducteurs électromagnétiques ponctuels détectés lors du relevé aéroporté "INPUT" de la région de Chibougamau. La meilleure de ces deux zones a été tracée sur une longueur d'environ 1500 pieds (480 m) dans une direction nord-ouest; elle comprend plusieurs lentilles minéralisées disposées parallèlement. Les meilleures intersections rapportées dans cette zone ont retourné 4,83 pour cent en cuivre sur 6 pieds, 3,5 pour cent en cuivre sur 11 pieds et 6,9 pour cent en cuivre sur 5,8 pieds (Cimon, 1976d, p.17). La zone est associée spatialement à un essaim de petits dykes de porphyre felsique disposés parallèlement aux lentilles minéralisées et on remarque un apport secondaire important en potassium et en magnésium et une perte de chaux dans les roches encaissantes. L'analyse de trois

échantillons d'anorthosite prélevés à proximité des zones minéralisées a indiqué des teneurs de 2,15 à 2,75 pour cent en oxyde de potassium comparativement à une teneur normale d'environ 0,5 pour cent. La teneur en magnésie varie entre 3,30 et 5,52 pour cent comparativement à une teneur normale d'environ 1,45 pour cent. Les teneurs en chaux oscillent entre 9,4 et 12,35 pour cent comparativement à 17 pour cent dans un échantillon normal (voir analyse chimique tab. 3). Les dykes de porphyre ont pour leur part une teneur relativement faible en oxyde de potassium, variant entre 0,44 et 1,41 pour cent.

En résumé, dans la région immédiate de Chibougamau les conditions propices à la présence d'indices minéralisés sont optimales lorsque se trouvent réunis un certain nombre de facteurs, les principaux étant: la présence de cassures ou de zones cisailées de direction nord-ouest et nord-est, avec carbonatation et séricitisation, la présence de porphyres felsiques logés dans ces cassures, et une teneur anormale en certains alcalis, en particulier un apport en oxyde de potassium. Il est à noter que la teneur de cet oxyde dans les porphyres eux-mêmes est relativement peu élevée (voir tab. 3). L'altération des épontes semble avoir été produite par la venue de solutions hydrothermales indépendantes des dykes de porphyre. Le magma porphyrique et les solutions hydrothermales porteuses ou non d'ions métalliques ont donc circulé et été déposés dans des systèmes de cassures pré-existantes. En raison de l'association des dykes felsiques, de la minéralisation, et des apports hydrothermaux il est difficile de ne pas relier chronologiquement ces trois événements. Si tel est le cas, il faut supposer que la minéralisation est relativement tardive dans l'évolution du volcanisme de la région. De fait, les dykes de porphyre associés à des concentrations de métaux de base et à de l'activité hydrothermale recoupent les roches du pluton de Chibougamau dans les cantons de Queylus, Obalski et Scott ainsi que la formation de Blondeau dans McKenzie. Des porphyres felsiques recoupent mêmes les sédiments de la formation de Stella dans les cantons de Queylus et Haÿy: à l'intersection

NO	1	2	3	4	5	6	7	8
DOSAGE	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	48.0	44.75	45.25	47.75	68.50	67.90	69.30	68.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.80	26.62	24.55	23.40	15.00	16.00	16.20	16.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	2.15	1.82	2.74	1.35	1.25	0.98	1.28
FeO	1.57	1.31	1.96	1.66	1.10	1.05	0.74	0.80
MgO	0.43	3.30	5.52	4.48	2.05	1.45	1.54	1.32
CaO	13.66	12.35	9.40	10.70	3.90	3.90	3.11	3.81
Na <sub>2</sub> O	3.00	2.00	2.06	2.00	5.00	4.75	5.93	4.79
K <sub>2</sub> O	0.42	2.15	2.75	2.75	1.20	0.90	0.44	1.41
H <sub>2</sub> O-	----	0.10	0.09	0.08	0.04	0.07	0.04	0.03
H <sub>2</sub> O-	----	3.50	4.35	3.15	1.50	1.60	1.31	1.30
TiO <sub>2</sub>	----	0.04	0.08	0.08	0.20	0.23	0.29	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	----	0.19	0.21	0.19	0.26	0.23	0.28	0.31
MnO	----	0.05	0.09	0.07	0.03	0.03	0.02	0.02
Co <sub>2</sub>	----	0.80	1.87	0.24	0.04	0.37	0.06	0.11
S	----	0.03	0.07	0.01	0.07	0.05	0.06	0.04
Fe t.	----	----	----	----	----	----	----	----
<u>TOTAL:</u>	96.40	99.37	100.07	99.30	100.24	99.78	100.30	100.62

Tableau 3 - Analyse chimique complète d'échantillons d'anorthosite et de porphyres felsiques provenant des sondages de Rio Tinto Canadian Expl. sur la zone minéralisée R1 dans le canton de Lemoine (voir localisation Fig. 2). N.B. dans cette localité, les plagioclases qui constituent l'anorthosite sont relativement frais et n'ont subi qu'une faible transformation en albite et en clinzoïte. Leur composition se situe entre An<sub>75-80</sub>.

1 - Anorthosite normale

2, 3, 4 - Anorthosite à proximité des dykes et des zones minéralisées.  
Noter l'apport en K<sub>2</sub>O et MgO et la diminution en CaO.

5, 6, 7 - Porphyre à phénocristaux de feldspath

8 - Porphyre à phénocristaux de feldspath, quartz et biotite.

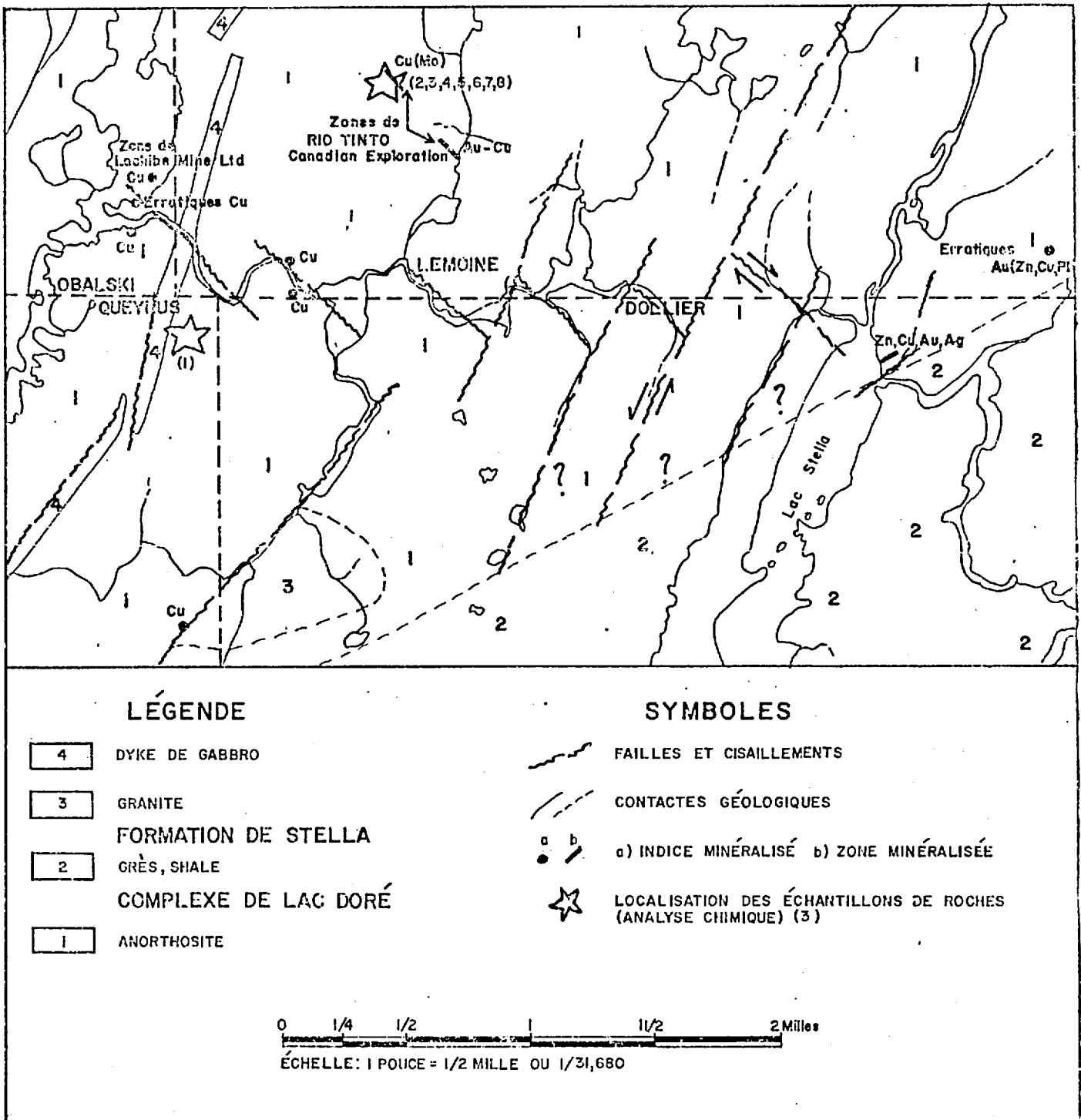


FIGURE 2 - Schema des systèmes de failles à la jonction des Cantons de Queylus, Obalski, Lemoine et Dollier avec localisation des indices et zones minéralisés ainsi que des échantillons de roches analysées représentées dans le tableau 3.

de la ligne séparant le canton de Scott et de Haüy et d'une nouvelle route d'exploitation forestière, l'auteur a observé quelques dykes de porphyre recoupant des grès de la formation de Stella et dans les sédiments encaissants on peut observer un peu de chalcopryrite logée dans de petites fractures remplies de quartz.

#### Description des indices

Indice du lac Stella - Il existe un découvert minéralisé dans l'angle nord-est du lac Stella où une zone de cisaillement de direction nord-est affecte les roches de la zone pyroxénitique du complexe de lac Doré. Le cisaillement recoupe une pyroxénite finement grenue contenant un peu de magnétite disséminée et se présente comme une zone fortement schisteuse, partiellement carbonatisée et rouillée en surface. La zone de cisaillement a de 4 à 5 mètres de largeur et a été tracée à l'aide de tranchées sur environ 70 mètres de longueur. La sphalérite est le minéral le plus commun et se présente en filonnets massifs de quelque 15 centimètres d'épaisseur sur quelques mètres de longueur échelonnés dans la zone de cisaillement.

En 1959, Père Marquette Mining Syndicate à qui revient semble-t-il le crédit de cette découverte a implanté quatre sondages au diamant à l'extrémité nord du lac Stella et estimé avoir tracé la zone sur quelque 310 mètres. Cette société aurait soumis sept échantillons à l'analyse dont trois auraient donné les teneurs suivantes: 1,86 once d'argent par tonne et 0,65 pour cent de cuivre; 1,92 once d'argent par tonne, 0,97 pour cent de cuivre et 6,20 pour cent de zinc; 0,28 once d'argent et 4,4 pour cent de zinc. La provenance des sections minéralisées ainsi que leur longueur n'est cependant pas indiquée dans le rapport de la compagnie. Des analyses d'échantillons prélevés par Neale (1959, p.48) à cet endroit n'ont pas décelé d'or mais seulement des traces de cuivre. L'analyse de quatre échantillons pris au hasard dans les tranchées existantes par Chibougamau Mining and Smelting Co. Ltd. en 1962 donna les maxima et minima suivants:

0,21 once et traces d'or à la tonne, 0,36 et 0,10 once d'argent à la tonne, 27,70 et 0,30 pour cent de zinc.

A l'automne 1975, Les Mines Patino (Québec) Limitée implantèrent un sondage sous le découvert minéralisé et intersectèrent deux zones minéralisées: l'une donna à l'analyse 1,89 pour cent de zinc sur 11 pieds et 0,336 once d'argent à la tonne sur 8 pieds; l'autre, 2,8 pour cent de zinc et 0,084 once d'argent à la tonne sur 2 pieds.

Au cours de nos travaux, à quelque 1000 mètres au nord-est de cette localité le long d'un ancien sentier de halage, à quelques centaines de pieds au nord de la limite du présent canton, nous avons noté la présence d'une concentration de blocs d'anorthosite rouillée contenant localement des traces visibles de galène, de sphalérite et de chalcopryrite. L'analyse de l'un de ces blocs prélevé au hasard a donné 4 onces d'or à la tonne, ainsi que des traces de cuivre, de zinc et de plomb. Il s'agit de blocs très anguleux dont le poids varie de quelques kilogrammes à quelques dizaines de kilogrammes. La présence de ces blocs minéralisés indique donc l'existence d'autres indices probablement comparables à celui du lac Stella, lesquels seraient logés dans l'anorthosite du complexe de lac Doré. Nous n'avons pu déterminer si les blocs contenant la minéralisation étaient constitués d'anorthosite provenant de la zone supérieure de bordure du complexe ou de la zone d'anorthosite proprement dite. La première hypothèse est cependant la plus probable.

Indices du lac Pillow - Neale (1959, p.48) rapporta la présence de petites quantités de pyrite et de molybdénite dans une zone de cisaillement carbonatée à direction nord-est près de la rive sud-est du lac Pillow.

Autres travaux de prospection - La présence de conducteurs électromagnétiques au nord du lac Pillow était connue bien avant la publication du levé INPUT aéroporté du ministère des Richesses



Naturelles en 1972. En 1964, Bruneau Mines Limited localisa ces conducteurs par géophysique au sol et implanta 13 sondages au diamant pour en vérifier la nature. La plupart des sondages indiquèrent la présence de schistes graphiteux dans une séquence de grauwacke. La publication par le ministère des Richesses Naturelles du levé INPUT aéroporté en 1972 et la découverte de la mine Lemoine dans le canton de Lemoine adjacent au nord ont été suivi du jalonnement de quelques groupes de claims, de géophysique terrestre et de sondage au diamant dans la région des lacs Stella et Pillow. En août 1972, Chibougamau Mining and Smelting Ltd Inc. jalonna 14 claims au nord du petit lac Stella pour couvrir une suite d'anomalies aéroportées de un à quatre canaux alignés en direction est-ouest sur une distance d'environ 4000 pieds (1200 m). Après avoir précisé la localisation des anomalies par géophysique terrestre, la société implanta deux sondages qui intersectèrent plusieurs petites zones minéralisées en pyrrhotine et en pyrite avec des traces de chalcopyrite dans des séquences volcaniques décrites comme des tufs et des agglomérats de composition acide à intermédiaire.

En 1975, Rio Tinto Canadian Exploration effectua des levés magnétométriques et électromagnétométriques terrestres au sud du lac Pillow et implanta sans succès trois sondages au diamant.

La même année, Conwest effectua un levé électromagnétique sur un groupe de claims chevauchant la ligne de séparation entre les cantons de Dollier et de Lemoine au nord-est du lac Stella, cependant suite à ces levés aucun sondage n'a été implanté par cette société dans la présente région.

REFERENCES

- ALLARD, G.O.  
1967 Géologie du quart nord-ouest du canton de Rinfret, Comté d'Abitibi-Est et de Roberval; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire 567 et carte no. 1649.
- ALLARD, G.O.  
1972 Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Val d'Or and Mattagami Chibougamau greenstone belts, Quebec, Guide Book for the excursion A41-C41 of the International Geological Congress, Montreal.
- Allard, G.O.  
1976 Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau Geology and Metallogeny; ministère des Richesses Naturelles, Québec; document public, DP-368.
- ALLARD, G.O. - CATY, J.L.  
1969 Géologie du quart nord-est et une partie du quart sud-est du canton de Lemoine, Comté d'Abitibi-Est et de Roberval; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire 566 et carte no. 1687.
- BAKER, D.  
1977 Stratigraphy and Metamorphism in parts of Vimont, Lemoine, Dollier and Rinfret townships, Chibougamau Area; (Etude de thèse en préparation).
- BARAGAR, W.R.A. - McGLYNN, J.C.  
1976 Early Archean Basement in the Canadian Shield: A Review of Evidence; Geological Survey of Canada; paper 76-14.
- BEACH, N.H.  
1941 Lac Michwacho; Commission Géologique du Canada; Carte no. 623.  
1941 Lac Mechamego; Commission Géologique du Canada; Carte no. 608A.
- BOURGOIN, B.  
1961 Geological and Geophysical Report, Stella Lake Group; Chibougamau Mining and Smelting Company; Rapport déposé aux Archives du ministère des Richesses Naturelles, Québec; GM-12110-A.

CATY, J.L.

1970 Pétrographie et pétrologie du flanc sud-est du Complexe de lac Doré; Thèse de Maîtrise non publiée; Université de Montréal, Montréal, Québec.

CIMON, J.

1976(a) Géochimie des sédiments de ruisseau; ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-387.

1976(b) Géologie du quart nord-ouest du canton de Queylus et du quart nord-est du canton de Haÿ; ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-613.

1976(c) Quart nord-est du canton de Queylus; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire, document public DPV-439.

1976(d) Rapport des géologues résidents 1975, Partie C - Chibougamau.

1977(a) Quart sud-est du canton de Queylus; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire; document public DPV-448.

CIMON, J. - GOBEIL, A.

1976 The Stella Formation: Its Implications for the Genesis and the Relative Age of the Mineralization in the Chibougamau Mining Camp. Unpublished paper presented at the 78th annual general meeting of the Canadian Institute of Mine and Metallurgy Bulletin; Volume 69, no. 767, page 96.

1977(a) Forages Stratigraphiques dans la région de Chibougamau; En préparation.

DEMONTIGNY, P.A.

1960 Géologie du quart sud-ouest et partie du quart sud-est du canton de Lemoine, Comté d'Abitibi-Est; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire no.437 et carte no. 1360.

DOMINION GULF CO, TORONTO,

1957 Map 538G, Lac Boisvert; Geophysic paper 542, Aeromagnetic Series Published by the Department of Mines and Technical Surveys of Canada.

DUQUETTE, G.

1970 Stratigraphie de l'Archéen et Relations Métallogéniques dans la région de Chibougamau; ministère des Richesses Naturelles, Québec; Etude Spéciale no.8 et carte no. 1686.

- DUQUETTE, G.  
1976 North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township; ministère des Richesses Naturelles, Québec; document public; DP-357(V).
- DUQUETTE, G. - MATHIEU, A.  
1970 Géologie de la moitié sud du canton d'Obalski; Comté d'Abitibi-Est; ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire no. 585 et cartes no. 1710 et 1711.
- GUHA, J - KOO, J.  
1975 Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson orebodies, Chibougamau, Quebec, Canada; Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 12, pages 1516-1523.
- JONES, L.M. - WALKER, R.L. - ALLARD, G.O.  
1974 The rubidium-strontium whole-rock age of major units of the Chibougamau greenstone belt, Québec; Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 11, pages 1550-1561.
- MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H.  
1938 Chibougamau Sheet (East Half) Map no. 397A.
- NEALE, E.R.W.  
1959 Région de Dollier-Charron; Comté d'Abitibi-Est et de Roberval; Ministère des Mines, Québec; rapport géologique 92 et carte no. 125.
- NORMAN, G.W.H.  
1941 Opémisca, Moitié est et moitié ouest; Commission Géologique du Canada; cartes no. 410A et 602A.
- OLIVEIRA, J.A.L. - ALLARD, G.O.  
1973 The Petrology of the Chibougamau greenstone belt volcanics; (with special emphasis on the volcanic rocks of the south Half of Lemoine township); Manuscript adapted from the M.Sc Thesis of J.A.L. Oliveira; Geology Department of the University of Georgia, Athens, Georgia, U.S.A.

