

# DPV 758

GEOCHIMIE ET METALLOGENIE DE LA PARTIE ORIENTALE DU PLUTON DE CHIBOUGAMAU

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  
DE L'ÉNERGIE  
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE  
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

**GÉOCHIMIE ET MÉTALLOGÉNIE  
DE LA PARTIE ORIENTALE  
DU PLUTON DE CHIBOUGAMAU**

D. RACICOT

RAPPORT INTÉrimAIRE

1980

DPV-758



MINISTERE DE L'ENERGIE ET DES RESSOURCES  
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE  
DIRECTION DE L'EXPLORATION MINERALE

GEOCHIMIE ET METALLOGENIE  
DE LA PARTIE ORIENTALE  
DU PLUTON DE CHIBOUGANAU

PAR

D. RACICOT



TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION .....	1
But de l'étude .....	1
Situation géographique .....	1
Travaux antérieurs .....	2
Travaux projetés .....	3
Travaux effectués .....	3
Remerciements .....	4
GÉOLOGIE RÉGIONALE .....	4
GÉOLOGIE LOCALE .....	5
UNITÉS LITHOLOGIQUES DU PLUTON .....	5
Méladiorite à hornblende .....	6
Zone discontinue en bordure nord du pluton.	7
Amas isolés au coeur du pluton .....	8
Enclaves et rubans .....	8
Diorite quartzifère à hornblende .....	11
Tonalite à biotite et/ou chlorite .....	13
Leucotonalite .....	14
STRUCTURE .....	15
MINÉRALISATION .....	16
CONCLUSION .....	17
RÉFÉRENCES .....	19
CARTE (1:20 000)	
Carte géologique du pluton de Chibougamau .....	hors texte



## INTRODUCTION

### BUT DE L'ÉTUDE

Ce rapport présente les résultats d'un travail entrepris dans le cadre d'un projet du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec visant à déterminer, par une étude détaillée, le rôle du pluton de Chibougamau dans la métallogénie régionale. Ce projet s'appuie sur le fait que la majorité des minéralisations filoniennes de cuivre et or exploitées dans la région de Chibougamau sont spatialement associées à des dykes de porphyre quartzofeldspathique qui pourraient être reliés au pluton de Chibougamau. La découverte récente d'une minéralisation de cuivre et or à teneur économique à l'intérieur même du pluton (zone de Rio Tinto, péninsule Devlin, à quelques kilomètres au sud-ouest de la

pointe SW de notre région) fait ressortir le besoin d'une étude détaillée de la métallogénie du pluton de Chibougamau.

### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le pluton de Chibougamau est une masse allongée de tonalite et de diorite qui s'étend sur 65 km en direction ENE, entre les latitudes 49°42' et 49°58' et les longitudes 73°52' et 74°44' (figure 1). Son centre, occupé par le lac du même nom, est situé à environ 13 km au sud-est de la ville de Chibougamau. La demie est du pluton est accessible sur la majeure partie de sa superficie par les eaux du lac Chibougamau. Un chemin d'accès construit par le ministère des Richesses naturelles du Québec traverse le pluton près de son extrémité est. La demie ouest du pluton est accessible par les routes nationales 167

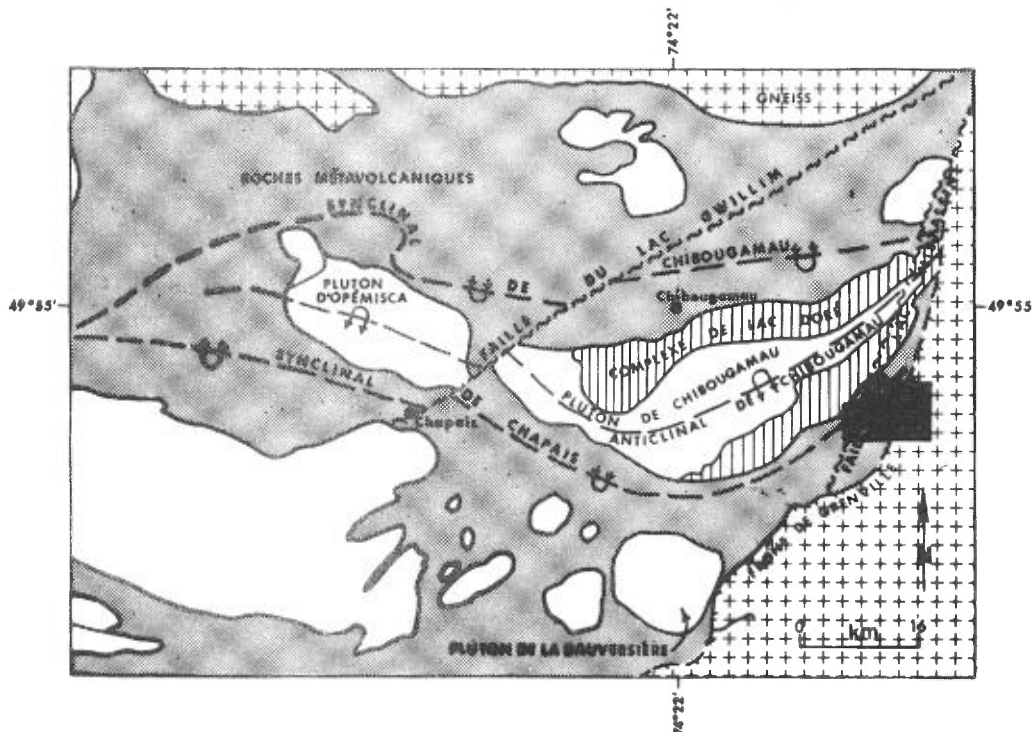


FIGURE 1 - Croquis illustrant l'environnement régional du pluton de Chibougamau (tiré de Allard, 1980). Les plages blanches non identifiées représentent des plutons granitiques. La surface ombragée indique les terrains couverts par Allard (1980).



(vers le lac Saint-Jean) et 113 (vers la ville de Chapais), plusieurs chemins secondaires et par les lacs Doré, David, Merrill, Ledden, Simon et Scott. Dans ce rapport, nous traiterons de la partie du pluton de Chibougamau à l'est du canton d'Obalski et au nord de la ligne médiane du canton Lemoine (figure 2).

#### TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le pluton de Chibougamau est apparu pour la première fois comme unité lithologique distincte sur une carte de la Commission géologique du Canada (Mawsdley et Norman, 1935). En 1950, le gouvernement du Québec entreprenait la cartographie de la région de Chibougamau à l'échelle de 1000 pieds au pouce (1:12 000); en 1977, la totalité du pluton de Chibougamau avait ainsi été cartographiée par quinze géologues. Le tableau 1 présente la liste de ces travaux.

Allard (1976, pages 262-275) et Cimon (dans Allard et al., 1979) ont présenté des compilations sommaires des différentes unités lithologiques décrites dans ces rapports. Le temps pris par cette cartographie et le grand nombre de géologues impliqués rendent difficile une compilation géologique de la région du pluton.

TABLEAU 1 - Cartographie à l'échelle de 1:12 000 effectuée par le gouvernement du Québec sur le pluton de Chibougamau.

Auteur	Année de publication	Canton	Rapport
Graham	1951	NW Obalski	RP-259
Graham	1956	N Obalski	RG-71
Gaucher	1959	SE Roy	RP-379
De Montigny	1960	S Lemoine	RP-437
Pouliot	1963	SW McCorkill	RP-479
Allard	1967	NE Rinfret	RP-567
Allard et Caty	1969	NE Lemoine	RP-566
Allard	1970	NW Lemoine	RP-589
Duquette et Mathieu	1970	S Obalski	RP-585
Feurback, Clark et Moravek	1972	NW Scott	DP-32
Allard	1975	NE Scott	RP-609
Avramtchev	1975	NE McCorkill	RP-611
Christmann	1975	S Scott	DP-319
Cimon	1976a	NE Haüy et NW Queylus	RP-613
Cimon	1976b	NE Queylus	DPV-439
Duquette	1976	N McKenzie et Roy; NW McCorkill	DPV-357
Cimon	1977	NW Dollier	DPV-504
Gobeil	1977	NE Lévy	DPV-503

Quelques études régionales ont fait ressortir certains aspects du pluton de Chibougamau. Duquette (1970) a situé le pluton de Chibougamau dans la ceinture de roches vertes Matagami-Chibougamau (Allard, 1976) et a présenté une hypothèse sur son rôle métallogénique. Gobeil et Cimon (dans Allard et al., 1979) font état des concepts métallogéniques envisagés pour la région de Chibougamau et du rôle possible du pluton. Cimon et Gobeil (1976) ont souligné l'importance tectonique du pluton pour la sédimentation régionale.

Malgré la présence de plusieurs indices de minéralisation dans les parties sud et ouest du pluton, celui-ci n'a guère attiré l'intérêt des compagnies d'exploration. Les résultats des quelques travaux effectués ici et là sur le pluton sont présentés dans les rapports de cartographie déjà mentionnés (tableau 1).

Cimon (1973) a décrit une minéralisation disséminée de sulfures associée à des brèches et à des porphyres quartzofeldspathiques à l'intérieur du pluton. Cette minéralisation, présente dans les cantons de Scott, d'Obalski et de Queylus, s'apparente à celle des porphyres cuprifères. Elle a suscité un renouveau d'intérêt pour le pluton. La compagnie Rio Tinto poursuit actuellement des travaux de mise en valeur sur une minéralisation de cuivre et or associée à une zone de brèche découverte en 1976 sur la péninsule Devlin dans le canton d'Obalski. La société SOQUEM a également effectué des travaux sur une minéralisation semblable dans le canton de Queylus.

Deux mémoires de maîtrise à l'université du Québec à Chicoutimi traitent de certains aspects du pluton de Chibougamau. Un premier, par Bureau (1979), fait une description pétrographique détaillée des

brèches associées aux minéralisations dans les cantons de Queylus et d'Obalski; un second, par Maillet (1978), étudie la pétrographie et la géochimie, de même que la distribution régionale des dykes, lesquels sont provisoirement rattachés au pluton de Chibougamau.

#### TRAVAUX PROJETÉS

Les principaux gîtes et gisements filoniens de cuivre et or de la région de Chibougamau sont situés dans l'anorthosite du complexe stratiforme mafique de Lac Doré, principale roche encaissante du pluton de Chibougamau. La majorité de ces gîtes et gisements, de même que des minéralisations similaires à l'extérieur du complexe de Lac Doré, sont spatialement et structuralement associés à des dykes de porphyres quartzo-feldspathiques. Ces dykes sont provisoirement rattachés au pluton de Chibougamau. Cette relation spatiale intime entre dykes et minéralisation a conduit les géologues à entrevoir une relation génétique possible entre le pluton et la minéralisation. Notre travail se propose de déterminer les relations exactes entre le pluton et les dykes porphyriques et de vérifier les relations génétiques possibles entre le pluton et la minéralisation.

La première phase des travaux, visant à une bonne compilation géologique du pluton, consiste en une cartographie détaillée et un échantillonnage représentatif des roches du pluton. Les relations, la distribution et l'importance des différentes phases du pluton seront étudiées avec soin. Les minéralisations de cuivre et or étant présentes dans des zones de cisaillement à travers différentes roches de la région, toutes les informations relatives à la situation stratigraphique et tectonique du pluton devront être recueillies.

La seconde phase consistera à définir la géochimie des différentes unités lithologiques du pluton. Les analyses effectuées concerneront les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les isotopes. Ces données seront utilisées pour établir un modèle géochimique quantitatif de la genèse du pluton. Les relations observées sur le terrain entre les différentes phases du pluton et entre le pluton et les roches encaissantes serviront à fixer les conditions limites du modèle. Ce modèle sera ensuite appliqué aux données relatives aux dykes porphyriques et aux minéralisations afin de déterminer les relations exactes pouvant exister entre le pluton et la minéralisation. Cette étude pourra éventuellement fournir des guides géochimiques utiles à l'exploration minière.

Notre projet, qui se déroule dans le cadre d'un programme de doctorat en science appliquée à l'École Polytechnique de Montréal, est sous la direction du docteur G. Pouliot.

#### TRAVAUX EFFECTUÉS

Le présent rapport concerne les résultats du travail de cartographie détaillée effectué au cours de l'été 1979. Le terrain cartographié (figure 2) représente un tiers de la superficie du pluton, soit environ 150 km<sup>2</sup> situés au nord de la ligne médiane du canton de Lemoine et à l'est de la limite est du canton d'Obalski, jusqu'aux limites nord et est du quart sud-ouest du canton de McCorkill. La cartographie a été effectuée par examen des affleurements sur les rives du lac Chibougamau et le long de cheminements espacés de 300 à 500 m.

Bien que le pluton de Chibougamau soit le mieux exposé dans les terrains que

nous avons cartographiés, la faible dimension des affleurements (quelques mètres) et leur discontinuité ne permettent pas de déterminer exactement les contacts et le prolongement des différentes unités lithologiques. L'interprétation des relations entre les principales unités du pluton ne peut être établie que par extrapolation des observations détaillées faites au niveau de l'affleurement.

Dans ce premier stade des travaux, la cartographie a surtout été faite à l'intérieur des limites déjà établies du pluton et seuls quelques cheminements ont été effectués dans l'anorthosite encaissante.

REMERCIEMENTS

Un remerciement particulier s'adresse au docteur Gaston Pouliot pour ses précieux conseils et pour la révision critique de la première ébauche de ce rapport. Des mercis également à Renald Gervais, assistant principal, ainsi qu'à Luc Desrochers et Benoît Dubé, assistants-étudiants, pour leur travail efficace et à messieurs Brassard et Rousseau, pour leur assistance et leur apport au maintien d'un moral à toute épreuve. Merci à monsieur André Gobeil, proposeur de la présente étude, et à monsieur Claude Hébert; ces deux géologues du M.E.R. à Chibougamau nous ont fourni d'utiles conseils.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

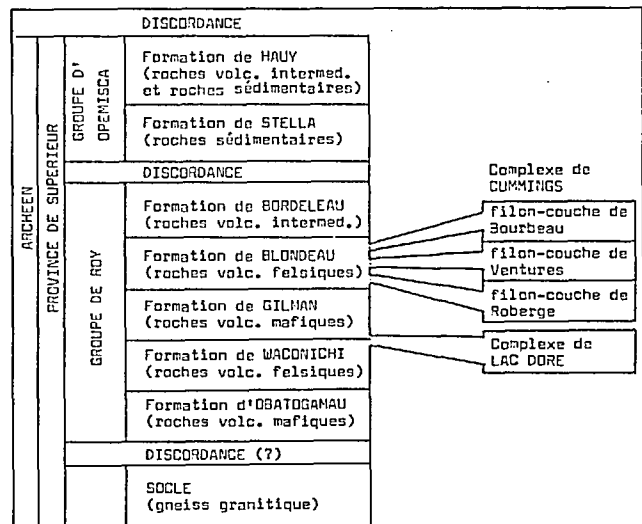
La région de Chibougamau est située à l'extrémité est de la bande de roches vertes Matagami-Chibougamau (figure 2). Cette bande, d'orientation E-W, longue de 440 km et large de 25 à 100 km, fait partie du bassin orogénique d'Abitibi (Goodwin & Ridler, 1970) de la province de Supérieur du Bouclier précambrien canadien (Stockwell, 1964).

Les roches de la région, d'âge archéen, comprennent le groupe volcanique de Roy et le groupe sédimentaire d'Opémisca (Allard et al., 1979). Le groupe de Roy présente deux cycles volcaniques complets: mafiques à felsiques (tableau 2). Il comprend deux complexes ultramafiques-mafiques: Cummings et Lac Doré. Le complexe de Cummings est constitué de trois filons-couches différenciés, mis en place dans les roches de la fin du second cycle volcanique. Le complexe de Lac Doré, mis en place dans les roches de la fin du premier cycle volcanique, est un complexe mafique stratiforme de type Bushveld, prenant la forme d'un sill de 4 à 5 km d'épaisseur.

Le groupe sédimentaire d'Opémisca repose en discordance sur les roches volcaniques du groupe de Roy. Il résulterait de l'érosion intense d'une dorsale émergente probablement reliée à la mise en place du pluton de Chibougamau (Cimon & Gobeil, 1976; Allard et al., 1979).

Toutes ces roches ont été prises en une série de plis isoclinaux est-ouest

TABLEAU 2 - Sommaire de la stratigraphie archéenne de la région de Chibougamau.





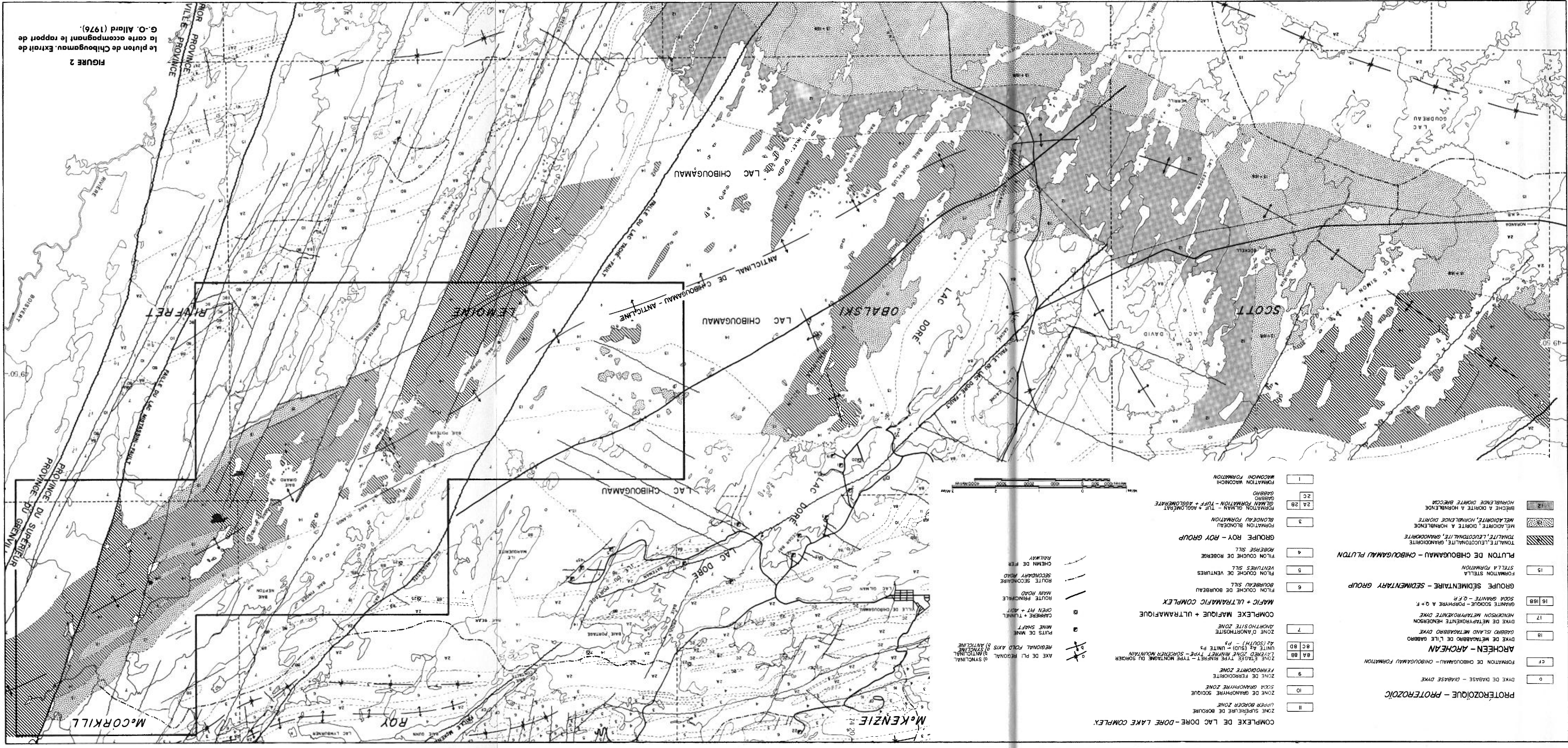


FIGURE 2  
Le pluton de Chibougamau. Extrait de  
G.-O. Allard (1976).

- COMPLEXE DE LAC DORE-DORE LAKE COMPLEX.
- |    |   |
|----|---|
| 11 | ZONE SUPÉRIEURE DE BORDURE                    |
| 10 | ZONE DE GRANOPHYRE SODIQUE                    |
| 9  | ZONE DE GRANOPHYRE SODIQUE                    |
| 8C | SCOA GRANOPHYRE ZONE                          |
| 8B | ZONE DE FERRODORITE                           |
| 7  | FERRODORITE ZONE                              |
| 6A | ZONE D'ANTHOXITE                              |
| 6B | ANTHOXITE ZONE                                |
| 5  | ZONE MÉTAPHOSKONITE HENDERSON                 |
| 4  | HENDERSON MÉTAPHOSKONITE DYKE                 |
| 3  | DYKE DE MÉTAPHOSKONITE HENDERSON              |
| 2  | GABBRO ISLAND MÉTAGABBRO DYKE                 |
| 1  | DYKE DE MÉTAGABBRO DE L'ÎLE GABBRO            |
| 16 | ARCHÉEN - ARCHEAN                             |
| 15 | FORMATION DE CHIBOUGAMAU - CHIBOUGAMAU PLUTON |
| 14 | STELLA FORMATION                              |
| 13 | GRUPPE SÉDIMENTAIRE - SEDIMENTARY GROUP       |
| 12 | PLUTON DE CHIBOUGAMAU - CHIBOUGAMAU PLUTON    |
| 11 | TONALITE, LEUCOTONALITE, GRANODIORITE         |
| 10 | MELADIORITE, HORNBLENDE DIORITE               |
| 9  | BROCHE A DORITE A HORNBLENDE                  |
| 8  | FORMATION GILMAN - TUFF + AGGLOMÉRAT          |
| 7  | GILMAN FORMATION - TUFF + AGGLOMÉRAT          |
| 6  | GABBRO  |
| 5  | FORMATION WACONICH                            |
| 4  | FORMATION WACONICH                            |
| 3  | FORMATION BLODEAU                             |
| 2  | FORMATION BLODEAU                             |
| 1  | FORMATION BLODEAU                             |



- AXE DE PLI REGIONAL - REGIONAL FOLD AXIS  
 ANTICLINAL - ANTICLINE  
 FRACTURE - FRACTURE  
 PUIS DE MINÉ - MINE SHAFT  
 CARRERE + TUNNEL - OPEN PIT + ADIT  
 ROUTE PRINCIPALE - MAIN ROAD  
 ROUTE SECONDAIRE - SECONDARY ROAD  
 CHEMIN DE FER - RAILWAY

- COMPLEXE DE LAC DORE-DORE LAKE COMPLEX.
- |    |   |
|----|---|
| 11 | ZONE SUPÉRIEURE DE BORDURE                    |
| 10 | ZONE DE GRANOPHYRE SODIQUE                    |
| 9  | ZONE DE GRANOPHYRE SODIQUE                    |
| 8C | SCOA GRANOPHYRE ZONE                          |
| 8B | ZONE DE FERRODORITE                           |
| 7  | FERRODORITE ZONE                              |
| 6A | ZONE D'ANTHOXITE                              |
| 6B | ANTHOXITE ZONE                                |
| 5  | ZONE MÉTAPHOSKONITE HENDERSON                 |
| 4  | HENDERSON MÉTAPHOSKONITE DYKE                 |
| 3  | DYKE DE MÉTAPHOSKONITE HENDERSON              |
| 2  | GABBRO ISLAND MÉTAGABBRO DYKE                 |
| 1  | DYKE DE MÉTAGABBRO DE L'ÎLE GABBRO            |
| 16 | ARCHÉEN - ARCHEAN                             |
| 15 | FORMATION DE CHIBOUGAMAU - CHIBOUGAMAU PLUTON |
| 14 | STELLA FORMATION                              |
| 13 | GRUPPE SÉDIMENTAIRE - SEDIMENTARY GROUP       |
| 12 | PLUTON DE CHIBOUGAMAU - CHIBOUGAMAU PLUTON    |
| 11 | TONALITE, LEUCOTONALITE, GRANODIORITE         |
| 10 | MELADIORITE, HORNBLENDE DIORITE               |
| 9  | BROCHE A DORITE A HORNBLENDE                  |
| 8  | FORMATION GILMAN - TUFF + AGGLOMÉRAT          |
| 7  | GILMAN FORMATION - TUFF + AGGLOMÉRAT          |
| 6  | GABBRO  |
| 5  | FORMATION WACONICH                            |
| 4  | FORMATION WACONICH                            |
| 3  | FORMATION BLODEAU                             |
| 2  | FORMATION BLODEAU                             |
| 1  | FORMATION BLODEAU                             |



et métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogénèse kénoréenne. Une seconde phase de plissement, le long d'axes nord-sud, aurait été superposée aux premiers plis (Cimon, dans Allard et al., 1979). Des dykes mafiques régionaux, peu déformés, peu métamorphisés et d'âge incertain, recoupent les deux groupes.

Plusieurs plutons granitiques ont envahi les roches de la région. Ils sont souvent situés au coeur d'anticlinaux. Duquette (1970) distingue les plutons de diorite-tonalite, syn-tectoniques et largement concordants à la structure régionale, et les plutons de granodiorite, discordants et post-tectoniques. Le pluton de Chibougamau appartient au premier groupe.

#### GÉOLOGIE LOCALE

Le pluton de Chibougamau occupe la partie axiale d'une importante structure régionale appelée anticlinal de Chibougamau (Duquette, 1970). Il est en contact avec la zone d'anorthosite du complexe de Lac Doré sur la majeure partie de son périmètre. De l'anorthosite est présente symétriquement en ses bordures nord et sud. Le contact avec l'anorthosite est défini comme étant une immense zone de brèche intrusive (Allard et al., 1979).

A son extrémité ouest, le pluton est en contact avec les roches volcaniques du groupe de Roy.

Au sud-ouest, le pluton est en contact avec les roches sédimentaires du groupe d'Opémisca, lequel repose en discordance sur les roches volcaniques du groupe de Roy, les roches intrusives du complexe de Lac Doré et du pluton de Chibougamau. La base de l'Opémisca renferme un conglomérat contenant des cailloux d'anorthosite du complexe de Lac Doré et des fragments d'une

tonalite semblable à celle du pluton de Chibougamau. Ce groupe d'Opémisca est caractérisé par une importante sédimentation terrigène et un volcanisme subaérien. La sédimentation aurait été amorcée, lors des premières manifestations de l'orogénèse kénoréenne, par un soulèvement lié à la mise en place du pluton de Chibougamau (Cimon & Gobeil, 1976).

A son extrémité orientale, le pluton est en contact avec les gneiss de la province de Grenville. D'après Avramtchev (1975), il pourrait se prolonger dans ces gneiss.

#### UNITÉS LITHOLOGIQUES DU PLUTON

Quatre unités lithologiques peuvent être reconnues dans le pluton. En commençant par les plus anciennes, ce sont:

- . Une méladiorite à hornblende
- . Une diorite quartzifère à hornblende
- . Une tonalite à biotite et/ou chlorite
- . Une leucotonalite

Les dykes felsiques rencontrés dans le pluton sont regroupés avec la leucotonalite.

Bien qu'il soit possible d'observer des contacts nets et des relations intrusives entre ces unités, il existe souvent des passages graduels de l'une à l'autre. De ce fait, la classification de certaines roches selon le schéma ci-dessus peut être ambiguë par endroits. Les termes de la classification correspondent à ceux proposés par Streckeisen (1976) pour les roches plutoniques et adoptée par l'I.U.G.S. (1976).

Un autre problème lié à la cartographie est la grande hétérogénéité du pluton. On trouve rarement une grande étendue

d'affleurements à lithologie unique. Invariablement, une importante partie des affleurements présenteront des enclaves et rubans de différentes lithologies, les plus mafiques étant généralement incluses dans les plus felsiques.

Tenant compte des remarques précédentes et du caractère discontinu des affleurements, nous avons quand même pu tracer le prolongement des quatre unités lithologiques à l'intérieur du pluton (cf. carte ci-jointe). Nous décrivons, dans les paragraphes qui suivent, chacune de ces unités lithologiques en indiquant son importance, sa localisation, ses relations avec les autres unités et, s'il y a lieu, son contact avec l'anorthosite encaissante.

#### MÉLADIORITE A HORNBLLENDE

Cette unité correspond essentiellement à la "méladiorite" décrite par Allard (1970) dans le quart nord-ouest du canton de Lemoine et à la "diorite" décrite par Pouliot (1963) dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill. Nous y avons adjoint des roches semblables assignées à d'autres unités au cours de cartographies antérieures.

La méladiorite à hornblende est l'unité la moins abondante, comptant pour à peine 5% de la superficie du pluton. Elle se retrouve dans trois contextes particuliers:

- . zone discontinue en bordure nord du pluton
- . amas isolés au coeur du pluton
- . enclaves et rubans dans les autres unités lithologiques

La méladiorite du premier contexte correspond exactement à la "méladiorite" de Allard (1970) et à la "diorite" de Pouliot

(1963); celle du deuxième répond à la "méladiorite riche en hornblende" de Allard & Caty (1969) et à la "méladiorite et gneiss granitiques à hornblende" de Pouliot (1963). La roche de ces deux contextes constitue des unités cartographiables.

La méladiorite du troisième contexte ne constitue pas d'unité cartographiable. Cependant des zones rubanées font partie des "gneiss granitiques à hornblende" de Pouliot (1963). Allard et Caty (1969) ont regroupé des affleurements riches en enclaves et en rubans pour former des zones de brèche fortement discordantes par rapport à la structure générale du pluton. Nous ne soutenons pas cette interprétation.

La méladiorite est gris foncé à gris verdâtre à l'affleurement. Elle forme plusieurs types marqués surtout par des variations du contenu en minéraux mafiques (40 à 90%) et de la granulométrie (0.5 à 3 mm). Elle a une apparence massive, mais l'examen attentif révèle souvent une foliation, laquelle est généralement plus évidente dans les types plus felsiques et plus grossiers. Elle est souvent sillonnée par un réseau de fines veinules rectilignes qui sont composées de quartz, feldspath et épidote et font saillie sur la surface altérée de la méladiorite. Les veinules ne montrent jamais d'indice de déformation même lorsque la roche est foliée. Là où la méladiorite est associée aux phases plus felsiques du pluton, les veinules recoupent toutes les roches présentes. La maille du réseau est beaucoup plus serrée dans les variétés très mafiques à grain fin de méladiorite que dans les variétés plus grossières et plus felsiques.

La méladiorite contient de 90 à 40% de hornblende en grains hypidiomorphes, partiellement chloritisés par endroits. Le

plagioclase est interstitiel; dans certains cas, il est porphyrique (peut-être porphyroblastique). La biotite est présente ici et là, surtout dans les variétés de méladiorite à phénocristaux de plagioclase. Le quartz, interstitiel, ne dépasse pas 5%. Les minéraux accessoires sont l'épidote, l'apatite, les minéraux opaques et le sphène.

Nous avons noté, en plusieurs endroits, un passage graduel entre les différents types de méladiorite. A titre d'exemple, mentionnons une roche allant d'une méladiorite très mafique et finement grenue à une méladiorite felsique plus grossière et à une diorite quartzifère à hornblende. Nous avons, par contre, observé de nombreuses enclaves, nettes ou diffuses, de méladiorite généralement plus mafique dans la méladiorite encaissante. Un seul cas a été observé où une méladiorite très mafique à grain fin recoupait une méladiorite plus felsique et plus grossière.

Des variations irrégulières du contenu en minéraux mafiques et de la granulométrie peuvent être observées sur un même affleurement et parfois sur un même échantillon. Ceci se présente souvent dans la partie ouest de la région, où on note des zones diffuses et interconnectées de méladiorite grossière et riche en plagioclase et quartz dans une méladiorite très mafique, massive et finement grenue.

La méladiorite à hornblende est recoupée par des "passées" irrégulières (ou dykes) de diorite quartzifère, de tonalite ou de leucotonalite. Elle apparaît aussi en enclaves dans ces passées.

Zone discontinue en  
bordure nord du pluton

La méladiorite à hornblende est étroitement associée à la bordure nord du

pluton mais cette association semble varier d'est en ouest. Elle est absente de la bordure sud. Une constante de la zone de contact du pluton est la présence de dykes de méladiorite injectés dans l'anorthosite encaissante. Ces dykes sont cependant moins abondants au sud du pluton qu'au nord.

Nous avons tracé, dans la partie est de la carte (canton de McCorkill) une étroite bande continue de méladiorite, où celle-ci constitue plus de 90% de la roche et l'anorthosite est présente en enclaves arrondies. Bien que cette bande n'affleure qu'en trois points dans ce secteur, on se fonde, pour présumer de sa continuité, sur la présence d'une bande adjacente, nettement continue, de diorite quartzifère à hornblende avec laquelle les trois points d'affleurements montrent des contacts graduels. Un de ces points est visible sur la ligne de rang à l'est du lac Forest, et un autre en bordure du chemin d'accès du M.E.R. Cette bande de méladiorite semble être en contact relativement franc avec l'anorthosite. Au nord de notre limite du pluton, la méladiorite ne se manifeste plus que par des dykes dans l'anorthosite.

La bande de méladiorite à hornblende semble disparaître ou s'amincir considérablement dans le centre de la région. Au nord de l'île Henry, deux petits affleurements semblent indiquer la présence d'une zone étroite de méladiorite. Même si les affleurements dans ce secteur ne sont pas très abondants, l'absence de la zone de méladiorite est évoquée par l'absence évidente de la diorite quartzifère avec laquelle la méladiorite est intimement associée. Dans ce secteur, la tonalite à biotite-chlorite est en contact immédiat avec l'anorthosite.

La méladiorite à hornblende réapparaît à l'extrémité ouest de la région.

Elle y est large de plusieurs centaines de mètres et, contrairement au secteur est, renferme une importante proportion de blocs anguleux d'anorthosite, dont certains atteignent plusieurs dizaines de mètres. On note également plusieurs "passées" de roches plus felsiques du pluton. C'est dans ce secteur que s'exprime le mieux la zone de brèche de bordure décrite par Allard (1970).

Les zones de contact entre l'anorthosite et la méladiorite dans les parties ouest et est de la carte diffèrent beaucoup. A l'est, le passage se fait très brusquement; l'anorthosite contient des dykes occasionnels de méladiorite et celle-ci renferme quelques fragments d'anorthosite arrondis, parfois schistoux. A l'ouest, le contact est le site d'une importante zone de brèche intrusive. Ces différences peuvent être reliées aux configurations distinctes du pluton à l'est et à l'ouest. A l'est, le pluton est étroit et présente des flancs, plus ou moins parallèles, de direction constante. A l'ouest, le pluton s'élargit et change de direction. Une explication fort hypothétique de ces différences de configuration pourrait être que les parties est et ouest du pluton représentent deux niveaux distincts de mise en place.

L'absence de méladiorite à hornblende (ainsi que de diorite quartzifère à hornblende) en bordure sud du pluton souligne l'asymétrie de ce dernier, laquelle pourrait s'expliquer à l'aide d'un modèle d'intrusions multiples. Dans ce modèle, le flanc sud des diorites à hornblende est demeuré le site d'intrusion de masses magmatiques ultérieures aux diorites à hornblende. Nous supposons également que les premières venues de magma méladioritique et dioritique avaient un pendage vers le sud. L'accumulation des éléments volatils au

toit des amas dioritiques aurait constitué une zone de faiblesse ayant facilité l'intrusion des venues ultérieures de magmas plus différenciés.

#### Amas isolés au coeur du pluton

Deux gros amas de méladiorite à hornblende sont présents au coeur du pluton, l'un au nord de la baie Girard et l'autre un peu à l'ouest du lac Jénozeau. Deux masses similaires, constituées de diorite quartzifère à hornblende, sont présentes au voisinage de ces amas. Il existe des affleurements isolés de méladiorite un peu partout dans le pluton mais ceux-ci ne semblent pas constituer d'unités cartographiables.

Bien qu'ils renferment des types différents de méladiorite, les amas sont relativement homogènes par le fait que les autres unités du pluton s'y retrouvent rarement. Leur bordure peut présenter des interdigitations et, localement, des passages graduels avec la tonalite encaissante. Ce genre de relation est particulièrement bien visible au sud de la baie Girard, où, sur environ 180 m, des affleurements de méladiorite alternent avec des affleurements de tonalite à chlorite. On y observe également des diorites quartzifères et des recoupements de la méladiorite par la tonalite.

Si la méladiorite est la première expression du magmatisme du pluton de Chibougamau (ce qui sera appuyé plus loin), les amas de méladiorite à hornblende (et de diorites quartzifères) pourraient représenter d'immenses enclaves (autolithes) arrachés et transportés lors de l'intrusion du magma tonalitique.

#### Enclaves et rubans

Les enclaves de méladiorite à hornblende dans toutes les lithologies car-



tographiables constituent une caractéristique très répandue du pluton de Chibougamau. Il en est de même des rubans impliquant des méladiorites, des diorites quartzifères, des tonalites et des leucotonalites, sauf dans la partie nord-ouest du pluton. Ces enclaves et rubans ne constituent généralement pas d'unités cartographiables même s'ils sont abondants sur certains affleurements.

La taille des enclaves de méladiorite, d'une moyenne de quelques dizaines de centimètres, peut varier localement de dimensions métriques à centimétriques. Leur forme est allongée, arrondie ou anguleuse. L'allongement et la foliation sont généralement parallèles à la foliation de la roche encaissante. Une légère discordance est visible par endroits; elle devient plus importante dans le cas des enclaves anguleuses et massives.

Certaines masses allongées de méladiorite dans la tonalite pourraient représenter des dykes de méladiorite dans la tonalite. Ceci n'est toutefois qu'une hypothèse puisque nous n'avons nulle part observé une méladiorite recoupant nettement une discontinuité dans la tonalite. Cette hypothèse de dykes à l'état de reliques ne peut toutefois être catégoriquement réfutée sur le seul fondement des observations de terrain.

Dans la plupart des cas, les contacts des enclaves avec la tonalite ou la diorite quartzifère sont nets. Certaines enclaves présentent une chloritisation et une épidotisation plus ou moins intense.

L'enclave la plus répandue est une méladiorite à hornblende très mafique et très finement grenue. Des enclaves plus grenues et plus felsiques de méladiorite sont également présentes. L'association

fréquente de ces enclaves avec des fragments d'anorthosite donne à penser que certaines enclaves de méladiorite grossière et riche en plagioclase pourraient être des fragments de gabbro anorthositique du complexe de Lac Doré. Certaines zones riches en enclaves montrent, en plus de la méladiorite, toute une gamme de roches allant de l'anorthosite au gabbro anorthositique.

Un type particulier d'enclave est constitué d'une roche finement grenue, très foncée ou presque noire, composée de plus de 90% de hornblende. Cette roche, riche en magnétite, parfois en pyrite, peut former des affleurements homogènes dépassant 8 m de diamètre ou se présenter en rubanements dans la tonalite. Elle forme même un dyke (?) dans un fragment d'anorthosite inclus dans la tonalite. Elle peut présenter un réseau de veinules en saillie comme la méladiorite. À part sa couleur foncée et son magnétisme très net, elle est identique à la variété de méladiorite très mafique et finement grenue. Nous ignorons s'il s'agit d'un type particulier de méladiorite à hornblende ou d'une roche appartenant au complexe de Lac Doré.

Les affleurements qui présentent un rubanement se rencontrent un peu partout à travers le pluton, sauf dans la partie nord-ouest. Ils ne constituent généralement pas d'unité cartographiable, à l'exception de certaines zones riches en leucotonalite dans la partie est du pluton. Ces dernières définissent de petites lentilles de leucotonalite sur la carte.

Les rubanements sont formés de bandes parallèles de composition et/ou texture différentes. Des affleurements de plus de 30 m peuvent être constitués de roches rubanées. Le nombre et la largeur des rubans sont variables, certains affleurements ne présentant que quelques gros ru-

bans plus ou moins bien définis et d'autres montrant plusieurs centaines de rubans réguliers, millimétriques à centimétriques. Le rubanement, généralement parallèle à la foliation, peut présenter de légères discordances; des bandes plus felsiques recourent des bandes plus mafiques par endroits. Dans quelques rares cas, la zone rubanée peut présenter une déformation complexe: les rubans sont plissés et des bandes fracturées de tonalite "flottent" dans une matrice de bandes de diorite chloriteuse. Un exemple de ce phénomène est visible près de la rive nord du lac Jénozeau.

Le nombre, de même que le type dominant, de roches présentes dans les zones de rubanement sont très variables. La méladiorite à hornblende est quasi omniprésente et peut parfois constituer la roche dominante. Il est également très fréquent d'observer toutes les unités du pluton dans ces zones de rubanements, de la méladiorite à la leucotonalite.

Les contacts entre les rubans peuvent être nets ou graduels. Des indices de contamination sont souvent visibles entre rubans de composition différente. Ainsi, des grains dispersés de hornblende sont présents dans une leucotonalite près du contact de celle-ci avec une méladiorite. L'apparition de phénocristaux de plagioclase dans une méladiorite mafique près d'un contact avec une tonalite évoque également une contamination de la méladiorite par les matériaux plus felsiques.

Les zones rubanées montrent fréquemment des fragments d'anorthosite et de méladiorite. Le rubanement est dévié de part et d'autre des fragments les plus gros. Bien que nous ayons noté plusieurs exceptions, il semble que les fragments anorthositiques soient préférentiellement associés aux phases les plus mafiques des

rubanements. Certains affleurements laissent voir des fragments d'anorthosite entourés d'une couronne de méladiorite à hornblende qui, vers l'extérieur du fragment, devient plus felsique à cause de l'apparition de phénocristaux de plagioclase et de grains de quartz et de biotite.

Certaines zones montrent des bandes de granulométries différentes dans une roche foliée de composition uniforme; ceci peut être dû à des cisaillements et à la comminution de la roche. Une zone de tonalite à chlorite, foliée, contenant environ 25% de quartz, présente des rubans très uniformes de roche semblable mais contenant environ 40% de quartz; ceci laisse supposer la migration de résidus riches en quartz suite au fluage ou au cisaillement de roche en voie de cristallisation.

La parallélisme général entre la foliation et le rubanement, la déformation des enclaves et la déviation du rubanement autour de ces enclaves indiquent que les processus de déformation ont joué un rôle important dans la formation des zones rubanées. Les passages graduels entre rubans et les indices de contamination pointent clairement à une activité magmatique pendant la formation des zones rubanées. Le recoupement occasionnel de rubans mafiques par des rubans plus felsiques et la présence d'enclaves dans les rubanements donnent également à penser que des mécanismes d'injection ont joué un rôle lors de la formation du rubanement.

Les zones rubanées, selon nous, sont intimement liées à la mise en place du pluton de Chibougamau. Elles représentent des faciès partiellement consolidés qui auraient été déformés par le pluton et qui seraient également le site de migration de liquides magmatiques et d'injection de magma plus différencié.

L'absence de rubanement dans la partie nord-ouest du pluton pourrait être due à l'absence d'une déformation aussi intense que dans la partie est. Bien qu'il n'y ait pas de rubanement proprement dit dans cette partie du pluton, on note des zones diffuses de matériaux plus felsiques dans les roches plus mafiques.

La méladiorite à hornblende représente la première expression du magmatisme du pluton de Chibougamau. Sa mise en place peut être envisagée sous la forme d'un dyke discontinu dans l'anorthosite. Pour une raison qui pourrait être reliée à un pendage du dyke vers le sud les magmas plus différenciés se seraient mis en place de ce seul côté. Il y aurait eu diffusion des liquides interstitiels entre la méladiorite partiellement consolidée et le magma de diorite quartzifère, d'où la formation, en bordure nord, des contacts graduels entre la méladiorite et la diorite quartzifère. Les nombreux rubans et enclaves de méladiorite dans les autres phases du pluton indiquent que les magmas à l'origine de celles-ci ont traversé des zones de méladiorite plus ou moins consolidée. Un modèle d'intrusion multiple avec différenciation en profondeur des différents magmas est donc envisageable pour le pluton de Chibougamau.

#### DIORITE QUARTZIFÈRE A HORNBLLENDE

Cette unité correspond à l'unité de granodiorite et de syénite quartzifère à hornblende décrite par Pouliot (1963) dans le quart sud-ouest du canton de McCorkill. Elle couvre environ 10% de la superficie du pluton dans la région cartographiée. Sa distribution est parallèle à celle de la méladiorite à hornblende. Elle affleure très bien sur une bande de 500 à 800 m de large dans la partie est de la région et fournit également de bons affleurements sur

une zone plus irrégulière dans la partie ouest. Tout comme la méladiorite, elle est absente en bordure sud du pluton. Tel que mentionné antérieurement, elle forme quelques masses isolées au coeur du pluton et participe aux zones rubanées.

A l'affleurement, la diorite quartzifère à hornblende est beige verdâtre, ou verte dans le cas des variétés plus mafiques. La granulométrie est moyenne à grossière (2 à 4 mm). Dans la partie est de la région, la roche présente une foliation marquée par l'orientation parallèle des grains de hornblende et de plagioclase. Les grains de plagioclase sont plus gros et donnent à la roche une texture porphyroïde; ils sont entourés de grains allongés de quartz marquant également la foliation. Dans la partie ouest de la région, la roche est généralement plus massive. Certaines variétés présentent des phénocristaux de plagioclase.

Des veinules rectilignes en saillie, du genre de celles rencontrées dans les méladiorites, sont visibles par endroits. Elles sont cependant plus larges et plus espacées.

La diorite quartzifère est composée de: 20 à 25% de hornblende, dans certains cas subidiomorphe; 10 à 20% de quartz, parfois en rubans; 5 à 10% de biotite, orientée selon la foliation et plus ou moins chloritisée; et de plagioclase. Les minéraux accessoires sont l'épidote, l'apatite, les minéraux opaques et le sphène. Certaines variétés de la roche peuvent contenir jusqu'à 50% de hornblende; elles se distinguent des méladiorites par un contenu de quartz supérieur à 10%. Nous avons regroupé avec la diorite des roches ayant un contenu en quartz correspondant à celui des tonalites, mais dont la hornblende est le principal minéral mafique.

Les diorites sont plus ou moins altérées. Cette altération se manifeste par le recouvrement du plagioclase par de la zoïsite et/ou des micas blancs et par une chloritisation de la biotite, parfois de la hornblende. Aucune relation entre le degré d'altération et le lieu de la roche à l'intérieur du pluton n'a été remarquée.

Le contenu en minéraux mafiques est variable mais semble diminuer vers le sud dans la bande en bordure nord du pluton. Cette relation est toutefois irrégulière, surtout dans la partie ouest de la région.

L'intensité de la foliation et le rapport biotite/hornblende sont variables, mais il est difficile de relier ces variations à la position de la roche dans le pluton. Néanmoins, dans la partie est de la région, près de la limite nord de la diorite, on note une zone de forte foliation (marquée par des amas très allongés de hornblende) qui semble continue entre le lac Demers et le chemin d'accès.

Le passage graduel de la méladiorite à la diorite en direction sud a été observée à quelques endroits dans la partie est de la région. On en rencontre un exemple en bordure du chemin d'accès dans le canton de McCorkill. Le passage est relativement rapide, se faisant sur moins de 30 m. Dans la partie ouest de la région, on note aussi, sur plusieurs affleurements, un passage entre la méladiorite et la diorite mais il semble s'agir d'un phénomène très local ne pouvant être directement relié au contact "cartographié" des deux unités.

Une autre différence entre la diorite des parties est et ouest de la région est la rareté et la petitesse des enclaves d'anorthosite dans la partie est et l'abon-

dance et les fortes dimensions de celles-ci dans la partie ouest, où, de plus, la diorite forme des dykes dans les enclaves d'anorthosite.

Une constante de la diorite quartzifère à hornblende dans toute la région est la présence d'enclaves de méladiorite finement grenue, de dimensions centimétriques à décimétriques et de formes arrondies ou anguleuses.

Le contact entre la diorite quartzifère à hornblende et la tonalite à biotite et/ou chorite n'a pu être observé sur le terrain. Sa nature (nette ou graduelle) demeure difficile à établir. Dans la partie est de la région, une diminution de la hornblende et une augmentation du quartz semblent se manifester en direction de la tonalite. Des roches intermédiaires entre la diorite et la tonalite, i.e. des roches riches en hornblende et en biotite, se rencontrent dans le pluton, mais leur présence n'est pas uniquement reliée au contact "cartographié" entre ces deux unités. En plusieurs endroits, le passage de la diorite à la tonalite est marqué par une alternance d'affleurements typiques de chacune de ces deux unités.

Les enclaves de diorite quartzifère à hornblende sont très rares dans la tonalite à biotite. Par contre, des dykes plus ou moins bien définis de tonalite sont souvent visibles dans la diorite, surtout dans la partie ouest de la région.

La diorite quartzifère à hornblende semble constituer une phase de transition entre la méladiorite à hornblende et la tonalite à biotite. Les passages graduels observés entre la méladiorite et la diorite peuvent faire croire à un certain degré de différenciation de la roche sur

place. Par contre, l'abondance d'enclaves de méladiorite dans la diorite donne à penser que la majeure partie de la diorite a été différenciée à un niveau inférieur.

#### TONALITE A BIOTITE ET/OU CHLORITE

Cette unité, très répandue dans le pluton, a été signalée sous différents noms lors des cartographies antérieures: **granite leucocrate à biotite** et **granite gris à biotite** (Pouliot, 1963); **méta-leucotonalite** (Allard & Caty, 1969); **diorite** et **diorite quartzique** (Allard, 1967); et **tonalite à biotite** (Allard, 1970). Elle constitue le plus important type de roche du pluton et couvre environ 60% de notre région. Elle est plus ou moins continue de la bordure nord à la bordure sud du pluton.

A l'affleurement, la roche, généralement grenue (3-4 mm), est blanche ou grise. Sauf dans la partie ouest de la région, elle présente généralement une foliation bien développée. Le plagioclase, d'aspect porphyroïde, est entouré par des micas et des rubans de quartz.

La tonalite contient: plus de 25% de quartz, souvent en grains allongés entourant les plagioclases; 10 à 20% de biotite, dans certains cas complètement chloritisée; et un plagioclase, montrant souvent une zonation de calcicité oscillatoire et une altération en micas blancs et épidote. L'épidote est très abondante dans certaines roches. Les minéraux accessoires sont les minéraux opaques, l'apatite et le sphène. Certaines variétés locales renferment quelques pourcents de hornblende.

Les tonalites à biotite sont très abondantes aux extrémités est et ouest de la région. Les tonalites à chlorite ont cependant tendance à dominer dans la partie centrale.

La texture porphyroïde foliée est une caractéristique principale de la tonalite à biotite/chlorite à l'est de l'île des Commissaires. Cette texture demeure identique dans les tonalites à chlorite et dans les tonalites à biotite de l'extrémité est de la région. Les variétés à texture grenue sont occasionnellement présentes à l'est de l'île des Commissaires. On note, ici et là, un passage graduel d'une variété grenue à une variété porphyroïde de tonalite mais, par contre, des fragments de tonalite porphyroïde se retrouvent dans la tonalite grenue en certains endroits. On note aussi, juxtaposées sur certains affleurements, des tonalites de granulométries différentes (à texture porphyroïde ou grenue). Des tonalites finement grenues se retrouvent sous forme de lentilles dans une tonalite plus grossière (ou sont recoupées par des amas plus ou moins diffus de celle-ci).

Dans la partie ouest de la région, la tonalite à biotite est généralement grenue, mais elle peut montrer une foliation marquée surtout par l'orientation des micas. Une variété particulière, dans la partie ouest de la région, consiste en une roche très grossière (5 mm) qui présente des feuilletts de biotite pouvant atteindre 1 cm, orientés aléatoirement. Les relations de cette variété de tonalite avec la variété grenue "normale" sont difficiles à établir: dans certains cas les deux semblent se recouper mutuellement.

La tonalite à biotite/chlorite présente une foliation très intense aux endroits où elle est en contact immédiat avec l'anorthosite. Cette foliation est marquée par un étirement prononcé des grains porphyroïdes de plagioclases; dans certains cas, la texture porphyroïde de la tonalite est complètement détruite, seuls quelques grains de plagioclase demeurant intacts

dans une matrice d'aspect siliceux; la tonalite est alors une véritable mylonite.

La tonalite à biotite à texture porphyroïde a été observée sous forme de dykes de près de 3 m de largeur dans l'anorthosite au sud du pluton. Les fragments d'anorthosite dans la tonalite à biotite/chlorite sont rares; ils sont centimétriques à décimétriques. Un gros fragment, visible sur la ligne de rang à l'est de la baie Girard, montre des infiltrations de quartz entre les grains de plagioclase altéré.

La tonalite à biotite/chlorite est recoupée par de nombreux "dykes" de leucotonalite, dont certains sont des amas plus ou moins diffus de leucotonalite. Nous avons noté des zones de brèche constituées de fragments anguleux ou d'amas lenticulaires de tonalite à biotite/chlorite dans une leucotonalite à plusieurs endroits près des contacts entre ces roches. Les fragments de tonalite sont partiellement assimilés par la leucotonalite, ceci étant marqué par la dispersion de grains porphyroïdes de plagioclase et de minéraux mafiques dans la leucotonalite près des fragments. D'importantes zones de tonalite à biotite/chlorite semblent être le résultat d'un mélange et d'une hybridation poussés de leucotonalite, de tonalite à biotite et d'une certaine quantité de diorite à hornblende. Ce type de tonalite affleure particulièrement bien sur la rive ouest de l'entrée de la baie Sunday.

Un affleurement un peu à l'est de l'extrémité sud du lac Jénozeau montre une tonalite à biotite et une leucotonalite séparées par 10 m de méladiorite. Les contacts entre les différents types de roche sont relativement nets. La méladiorite abonde en fragments arrondis et allongés d'anorthosite, lesquels sont entourés d'un

anneau de méladiorite très mafique montrant une transition vers un type plus felsique où apparaissent des phénocristaux de plagioclase. La présence de la méladiorite au contact entre les deux principaux types de roches du pluton laisse supposer le transport de la méladiorite par dragage lors de la mise en place de la leucotonalite. Celle-ci aurait également métasomatisé la méladiorite.

La tonalite à biotite/chlorite constitue la phase la plus importante du pluton de Chibougamau. Les enclaves de tonalite de différentes textures dans cette roche donnent à penser que celle-ci s'est mise en place en plusieurs étapes.

#### LEUCOTONALITE

La leucotonalite correspond à l'unité de "métaleucotonalite gneissique" décrite par Allard (1970) dans le quart nord-ouest du canton de Lemoine. Elle a été cartographiée avec l'unité des tonalites à biotite/chlorite sous le nom de "métaleucotonalite" dans le quart nord-est du canton de Lemoine (Allard & Caty, 1969). Elle se présente sous forme de lentilles dans la tonalite et sous forme de dykes recoupant les autres unités du pluton et l'anorthosite encaissante.

La leucotonalite est blanche ou, dans certains cas, beige ou rosâtre. C'est une roche à grain fin (1-2 mm), massive ou présentant une foliation marquée par l'allongement des grains de quartz. Elle est composée de plus de 25% de quartz; jusqu'à 10% de microcline peut s'adjoindre au plagioclase. La biotite, lorsque présente, demeure inférieure à 5%. La muscovite peut souvent représenter quelques pourcents de la roche, et l'épidote peut, dans certains cas, être abondante (5% ou plus). L'apatite, parfois le sphène, sont des minéraux

accessoires. Certains dykes de "leucotonalite" sont pegmatitiques par endroits; ils se rapprochent alors d'un granite, étant composés de quantités à peu près égales de quartz, de microcline et de plagioclase.

La zone axiale du pluton dans la région étudiée est dominée par deux grandes lentilles de leucotonalite. Au centre de la région, ces lentilles, subparallèles l'une à l'autre, sont séparées par une bande plus mince de tonalite à biotite. Les grandes lentilles de leucotonalite se terminent avant d'atteindre la limite est de la région. Ici, la leucotonalite n'est rencontrée que sous la forme de lentilles plus petites et de dykes dans la tonalite à biotite.

La leucotonalite peut contenir des enclaves d'anorthosite, de méladiorite, de diorite quartzifère et de tonalite. Quelques zones de leucotonalite riches en gros fragments (quelques mètres) d'anorthosite ont été observées à l'est de l'île des Commissaires.

On rencontre les dykes de leucotonalite dans toutes les unités du pluton. Leur épaisseur varie de millimétrique à centimétrique. Leur mise en place semble s'être faite dans une roche relativement rigide, comme l'indiquent les enclaves anguleuses de roches encaissante dans les dykes et les embranchements multiples des dykes. Les dykes dans l'anorthosite sont souvent disposés le long de diaclases dont certaines présentent des indices de mouvement. Nous n'avons pas observé une telle disposition dans le corps du pluton, où les dykes sont parallèles ou obliques à la foliation de la roche encaissante. Les dykes présentent, en plusieurs endroits, une foliation parallèle à celle de la roche encaissante. A part cette foliation, les dykes de leucotonalite montrent très rarement

des signes externes de déformation, ce qui évoque une faible différence de compétence lors de la déformation de l'ensemble roche encaissante-dyke.

Quelques veinules plissotées de leucotonalite ont été observées à l'extrémité est de la région. Le plan axial des plis est parallèle à la foliation de la roche encaissante. Vu sa proximité, le Front de Grenville peut cependant avoir eu une influence sur les roches du pluton dans cette localité.

Plusieurs générations de dykes leucotonalitiques, de couleur ou de granulométrie légèrement variables se recoupent et recoupent les grandes lentilles de leucotonalite. Il est probable que les études pétrographiques et géochimiques permettront de faire des distinctions parmi les leucotonalites considérées ici comme semblables.

Dans la partie ouest de la région, un dyke de leucotonalite blanche, à grain moyen, recoupe irrégulièrement un dyke de tonalite grise, à grain très fin, montrant localement des phénocristaux de feldspath. Dans un autre cas, un passage graduel a été observé entre ces deux types de roche. La tonalite grise à grain fin ressemble à certains dykes du centre minier de Chibougamau appelés "grey dikes".

La mise en place de la leucotonalite sous forme de grandes lentilles et de dykes semble avoir été le dernier événement magmatique majeur du pluton de Chibougamau. Il est probable que la mise en place de la leucotonalite s'est effectuée en plusieurs étapes.

#### STRUCTURE

La plupart des roches du pluton sont marquées par une foliation. Celle-ci,

moins développée dans la partie ouest de la région, est généralement plus accentuée vers les bordures du pluton que vers le centre. Elle est parallèle aux limites du pluton et à la structure régionale générale. La direction est ENE et tourne vers le NW dans la partie ouest de la région. Le pendage est généralement abrupt (70-80°) vers le sud.

La foliation est marquée par l'arrangement planaire des plagioclases, de la hornblende et des micas. Là où elle est fortement développée, le quartz forme des rubans très allongés; cette texture laisse supposer une importante déformation de la roche à l'état solide (cataclase). Là où elle est moins développée, le quartz forme des amas faiblement allongés mais les plagioclases conservent un alignement planaire (linéaire dans certains cas); cette texture évoque un fluage magmatique, sur lequel se serait superposé une faible déformation cataclastique responsable de l'allongement (léger) du quartz.

La foliation étant parallèle au contour du pluton, les observations précédentes donnent à penser que la forme allongée de celui-ci n'est pas seulement due à une déformation à l'état solide, liée à la déformation régionale, mais qu'elle résulte en partie du fluage magmatique lors de la mise en place.

#### MINÉRALISATION

Le pluton renferme des indices de pyritisation, d'hématitisation et de tourmalinisation. Aucune distribution particulière de ces indices n'a été remarquée.

La pyritisation, assez répandue, s'exprime par la présence de pyrite disséminée à l'intérieur et au voisinage de fi-

nes fractures (1 mm). Aucune concentration importante n'a été observée, sauf dans de rares enclaves méladioritiques, où la pyrite peut former des bandes de 1 à 2 mm d'épaisseur, parallèles à la foliation des enclaves. Des veines de quartz pouvant atteindre 1 m d'épaisseur ont été observées; certaines sont associées à une faible minéralisation de pyrite.

L'hématitisation s'exprime généralement dans des zones, pouvant atteindre plusieurs décimètres, où la roche du pluton (incluant les dykes) devient rouge orangé. Dans certains cas, nous avons noté le passage graduel d'une roche normale à une roche altérée. L'hématitisation est d'abord marquée par une couronne rouge dans les grains de plagioclase; puis cette teinte rouge devient uniforme et la biotite est chloritisée; dans certains cas, la texture originelle de la roche est complètement effacée et celle-ci prend une apparence siliceuse uniforme où sont disséminés irrégulièrement quelques amas de chlorite. Dans certaines zones hématitisées nous avons observé des stockwerks de veinules de quartz. Un examen pétrographique préliminaire révèle qu'il n'y a pas eu apport de minéraux potassiques dans ces zones.

Nous avons noté de l'oxyde de fer à l'est de l'île des Commissaires. Il s'agit de deux zones bréchiques, de quelques dizaines de centimètres carrés, dans une tonalite. La brèche est constituée de fragments anguleux de leucotonalite de dimensions variables (moins de 1 mm à 30 mm) dans un ciment d'hématite ou de magnétite. Les divers fragments s'emboîtent les uns dans les autres pour passer graduellement à la partie non bréchifiée de la leucotonalite. Quelques veines de quartz contenant de la magnétite ont été observées à divers endroits.



La tourmalinisation consiste en courtes veinules et disséminations à plusieurs endroits dans les différentes unités lithologiques du pluton. Les veinules sont parallèles ou obliques à la foliation de la roche. La tourmaline, dans certains cas, est associée à des veines de quartz.

Toutes les minéralisations nous semblent très tardives dans l'évolution du pluton de Chibougamau.

### CONCLUSION

Notre cartographie a permis de reconnaître quatre unités lithologiques principales dans le pluton de Chibougamau: une méladiorite à hornblende, une diorite quartzifère à hornblende, une tonalite à biotite et/ou chlorite et une leucotonalite. Des résidus pegmatitiques sont également associés à la leucotonalite. Les unités les plus felsiques semblent intrusives dans les unités plus mafiques; à l'intérieur d'une même unité, il existe des relations intrusives entre des variétés de texture, de granulométrie ou de couleur. Des enclaves d'unités plus mafiques dans les plus felsiques, de même que des rubanements entre les différentes unités lithologiques ou les variétés d'une même unité, confèrent au pluton une hétérogénéité caractéristique.

La présence de méladiorite et de diorite quartzifère en bordure nord du pluton et l'absence de ces roches en bordure sud se traduit par une importante asymétrie de la coupe nord-sud du pluton. Une autre asymétrie, celle-ci d'est en ouest, est fournie par la forme du pluton. Celui-ci, dans sa partie est, a une forme allongée, une foliation très développée et une bordure nord à contact relativement net avec l'anorthosite; dans sa partie ouest, il est

plus large, possède une foliation moins développée et de direction différente et sa bordure nord est marquée par une large brèche intrusive au contact de l'anorthosite.

Ces observations de terrains sont limitées par la faible dimension et la discontinuité des affleurements. La caractérisation des différentes unités lithologiques du pluton est également incomplète, vu que seul un examen pétrographique préliminaire a été effectué au laboratoire.

A ce stade de notre étude, il ne nous est pas possible d'établir ou d'appuyer un modèle détaillé de mise en place. Nos observations favorisent cependant un modèle d'intrusion verticale par opposition à l'intrusion horizontale proposée par Duquette (1970). S'il est en effet assez difficile d'expliquer la distribution des types de roche, des textures et des structures avec un modèle de lopolithe plissé, cette distribution s'accorde toutefois assez bien avec un modèle d'intrusion multiples. Les relations intrusives observées au niveau actuel d'érosion entre les quatre unités lithologiques du pluton indiquent que quatre types de magma ont successivement été injectés les uns dans les autres pour former le pluton de Chibougamau. Ces magmas auraient été générés à partir d'un magma-source en voie de différenciation à un niveau inférieur à celui de la mise en place. Le caractère épisodique de l'intrusion des magmas se vérifie également dans une même unité lithologique où l'on observe des recoupements entre différentes variétés.

L'asymétrie nord-sud du pluton peut s'expliquer par l'hypothèse d'une première intrusion, de faible épaisseur (dyke), de composition méladioritique et de pendage vers le sud; l'accumulation des constituants volatils vers le toit de cette

intrusion aurait produit une zone de faiblesse favorable à l'intrusion du second magma, celui de la composition d'une diorite quartzifère. De nouveau, par le même processus, le toit de la seconde intrusion aurait été le site de l'intrusion du magma tonalitique. L'intrusion finale du magma leucotonalitique se serait produite vers le centre de l'unité de tonalite plutôt que vers le toit à cause de l'épaisseur beaucoup plus importante de l'intrusion de tonalite par rapport aux intrusions antérieures; la zone de faiblesse, dans ce cas, aurait été le coeur de l'intrusion, celui-ci se refroidissant plus lentement.

L'asymétrie entre la partie est et la partie ouest du pluton demeure difficile à interpréter. Elle pourrait refléter des niveaux distincts de mise en place, la partie est représentant un niveau plus profond, correspondant aux racines du pluton; cette asymétrie pourrait également être reliée aux comportements mécaniques différents des roches encaissantes à l'est et à l'ouest, celles de la partie ouest étant plus favorables à l'expansion du pluton. Une observation importante doit être soulignée en ce qui a trait à la forme allongée du pluton. Celle-ci ne résulterait pas uniquement d'une déformation à l'état solide du pluton sous des contraintes régionales mais elle ferait surtout appel à des caractères primaires reliés à la mise en place des différentes unités. Ceci est indiqué par la présence d'une fluidité magmatique et de rubanements magmatiques parallèles aux contours du pluton et par l'absence de texture cataclastique intense, même dans la partie la plus allongée du pluton.

La rareté des enclaves d'anorthosite dans la tonalite et la leucotonalite donne à penser que, au niveau actuel d'érosion, le mécanisme de digestion des roches encaissantes (stopping) n'a pas joué un rôle majeur pour créer l'espace nécessaire à la mise en place du pluton. Une partie importante de cet espace a pu être formée par soulèvement de blocs d'anorthosite plutôt que par écartement de la roche encaissante; en effet si l'écartement avait été le seul mécanisme actif, on devrait s'attendre à retrouver la même quantité de dykes de méladiorite dans l'anorthosite au nord et au sud du pluton; or, on note (Pouliot, 1963) que ces dykes sont moins abondants au sud qu'au nord. On peut donc supposer qu'un certain nombre sont disparus lorsque l'anorthosite qui les contenait s'est soulevée, ce mouvement se produisant d'un bloc vu la grande rigidité de cette roche.

Des travaux supplémentaires de terrain et de laboratoire seront nécessaires pour vérifier et mettre au point ce modèle préliminaire de mise en place. Le caractère distinctif du pluton à l'extrémité ouest de la région incite à poursuivre la cartographie plus à l'ouest. La dimension temporelle de l'activité reliée au pluton et les relations de cette activité avec les événements tectoniques, gîtologiques et métamorphiques régionaux demeurent un important problème à élucider. L'établissement d'un modèle de mise en place d'après les observations de terrain constitue une étape essentielle de l'élaboration d'un modèle géochimique qui permettra subséquentement de déterminer l'importance métallogénique du pluton.

## RÉFÉRENCES

(L'astérisque à la suite d'un millésime signale l'existence d'une traduction)

ALLARD, G.O., 1967\* - **Géologie du quart nord-ouest du canton de Rinfret.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-567, 17 pages.

\_\_\_\_\_ 1970\* - **Géologie du quart nord-ouest du canton de Lemoine.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-589, 16 pages.

\_\_\_\_\_ 1975\* - **Géologie du quart nord-est du canton de Scott.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-609, 46 pages.

\_\_\_\_\_ 1976 - **Doré Lake Complex and its Importance to Chibougamau Geology and Metallogeny.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-368, 336 pages.

\_\_\_\_\_ 1980 - **Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoine - Relation avec le Front de Grenville.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-759.

ALLARD, G.O. - CATY, J.L., 1969\* - **Géologie du quart nord-est et d'une partie du quart sud-est du canton de Lemoine.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-566, 22 pages.

ALLARD, G.O. - CATY, J.L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J., GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau.** A.G.C.-A.M.C.; excursion B-1; université Laval; 94 pages.

AVRAMTCHEV, L., 1975\* - **Géologie du quart nord-est du canton de McCorkill.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-611, 55 pages.

BUREAU, S., 1979 - **Zones de brèches associées à des gîtes de porphyre cuprifère archéens dans la région de Chibougamau.** Université du Québec à Chicoutimi; thèse de maîtrise en préparation.

CHRISTMANN, P.B., 1975 - **Rapport géologique sur la moitié sud du canton de Scott.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-319, 60 pages.

CIMON, J., 1973 - **Possibility of an Archean Porphyry Copper in Québec.** Canadian Mining Journal; volume 94, no 4, page 97 (résumé).

\_\_\_\_\_ 1976a\* - **Cantons de Queylus (NW) et Haüy (NE).** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-613, 45 pages.

\_\_\_\_\_ 1976b - **Géologie du canton de Queylus (NE).** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-439, 34 pages.

\_\_\_\_\_ 1977 - **Quart nord-ouest du canton de Dollier.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-504, 39 pages.

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.** Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 69, no 767, page 96 (résumé).

DE MONTIGNY, P.A., 1960\* - **Quart sud-ouest et partie du quart sud-est du canton de Lemoine.** Ministère des Mines du Québec; RP-437.

DUQUETTE, G., 1970\* - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-8, 16 pages.

\_\_\_\_\_ 1976 - **North half of McKenzie and Roy townships and Northwest quarter of McCorkill township.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-357.

DUQUETTE, G. - MATHIEU, A., 1970\* - **Rapport préliminaire sur la moitié sud du canton d'Obalski.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-585, 16 pages.

FEURBACH, M. - CLARK, T. - MORAVEK, P., 1972 - **Northwest Quarter of Scott Township.** Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-32, 32 pages.

GAUCHER, E.H., 1959\* - **Southeast Quarter of Roy Township.** Ministère des Mines du Québec; RP-379.

GRAHAM, R.B., 1951\* - **Geology of the Caché Lake area, Northwest Quarter of Obalski Township.** Ministère des Mines du Québec; RP-259.

\_\_\_\_\_ 1956\* - **North half of Obalski township.** Ministère des Mines du Québec; RG-71.

GOBEIL, A., 1977 - **Quart nord-est du canton de Lévy.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-503, 34 pages.

GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H., 1970 - **The Abitibi orogenic belt. IN Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield** (A.J. Baer, éditeur). Commission géologique du Canada; étude préliminaire 70-40, pages 1-30.

MAILLET, J., 1978 - **Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec**. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de maîtrise.

MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H., 1935\* - **Chibougamau Lake Map-area, Québec**. Commission géologique du Canada; mémoire 185, 95 pages.

POULIOT, G., 1963\* - **Quart sud-ouest du canton de McCorkill**. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-479, 13 pages.

STOCKWELL, G.H., 1964 - **Age determinations and geological studies**. Commission géologique du Canada; étude préliminaire 64-17 (partie 2).

STRECKEISEN, A., 1976 - **To each plutonic rock its proper name**. Earth-Science Review; volume 12, pages 1-33.



