

ES 008

Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région 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 



GOUVERNEMENT DU QUÉBEC
MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES
DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

ÉTUDE SPÉCIALE 8

STRATIGRAPHIE DE L'ARCHÉEN

et

RELATIONS MÉTALLOGÉNIQUES

dans la région de Chibougamau

par

Gilles Duquette

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

QUÉBEC
1970

MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES DU QUÉBEC

DIRECTION GÉNÉRALE DES MINES

ÉTUDE SPÉCIALE 8

STRATIGRAPHIE DE L'ARCHÉEN

et

RELATIONS MÉTALLOGÉNIQUES

dans la région de Chibougamau

par

Gilles Duquette

Résumé critique à partir d'études sur le terrain

SERVICE DES GÎTES MINÉRAUX

QUÉBEC
1970



AVANT-PROPOS

Ce travail, qui est un résumé critique à partir d'études sur le terrain, constitue un sommaire de la séquence archéenne dans la région de Chibougamau. Les principaux éléments de cette séquence sont identifiés et de nouvelles généralisations sont offertes concernant la stratigraphie, la tectonique et les relations métallogéniques des diverses unités rocheuses. Certaines de ces généralisations peuvent trouver une application dans l'étude d'autres zones archéennes dans la province de Supérieur du Bouclier canadien.



TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
STRATIGRAPHIE	2
Assemblage de roches vertes	2
Formations volcaniques et formations volcano- sédimentaires associées (groupe de Roy)	2
Formation de Waconichi	2
Formation de Gilman	3
Formation de Blondeau	4
Genèse des gisements de zinc de Coniagas et de Taché Lake	6
Formations intrusives	7
Intrusions mafiques	8
Complexe de Lac Doré	8
Filon-couche de Ventures	8
Filon-couche de Bourbeau	9
Intrusions ultramafiques (Filon-couche de Roberge)	10
Assemblage granitique	11
Tonalite-diorite	11
Granodiorite	11
Genese du minerai cuprifère	12
TECTONIQUE ET MISE EN PLACE DU MINERAI CUPRIFERE .	12
Plissements	12
Cisaillements et failles	13
Système nord-est	13
Système ouest-nord-ouest	14
Système nord	15
Failles directionnelles	15
BIBLIOGRAPHIE	16



INTRODUCTION

Le district de Chibougamau se situe géographiquement dans la partie centre-sud de la province de Québec. Ses limites approximatives sont les longitudes 74° et 76°W et les latitudes 49° et 50°N. Il représente une superficie de quelque 9,000 milles carrés ayant une longueur est-ouest d'environ 120 milles et une largeur d'environ 75 milles. Au point de vue géologique, le district se situe à l'extrémité est de la province de Supérieur du Bouclier précambrien. Le Front de Grenville, défini comme la zone de contact entre les provinces de Supérieur et de Grenville, marque la limite orientale du district.

Quoique le plupart des unités lithologiques de la séquence stratigraphique dans le district de Chibougamau appartiennent à l'Archéen (environ 2.5 milliards d'années), quelques-unes sont d'un âge plus récent. Ces roches plus jeunes comprennent des dykes de diabase orientés vers le nord-est et quelques lambeaux d'érosion de strates protérozoïques qui reposent à plat.

Les roches archéennes ont une direction générale est-ouest et ont un pendage quasi vertical. Elles ont été métamorphosées au stade des schistes verts ou, moins communément, à celui des amphibolites. Au point de vue pétrographique, elles peuvent être divisées en un "assemblage de roches vertes" comprenant surtout des roches volcaniques, auxquelles s'associent des roches intrusives d'une composition allant de mafique à ultramafique et en un "assemblage granitique" formé de roches plutoniques felsiques.

L'assemblage de roches vertes est de beaucoup le plus important au point de vue économique dans le district de Chibougamau. Parmi les 20 mines de substances métalliques qu'on y a découvertes jusqu'à maintenant (1969), 18* se trouvent dans les unités de cet assemblage. Pour cette raison, le ministère des Richesses naturelles du Québec a lancé, en 1950, une campagne de levés géologiques détaillés (500 pieds au pouce). Son objectif était d'abord de couvrir l'assemblage de roches vertes dans lequel des gisements avaient été délimités et, ensuite, de couvrir les aires adjacentes où le sous-sol comprend des roches de l'assemblage granitique. La première phase de la campagne fut complétée en 1958 et la seconde va bon train.

D'après les renseignements obtenus, de nouvelles généralisations peuvent être formulées sur certains aspects de la lithologie et de la tectonique de la séquence archéenne dans le district de Chibougamau. La carte de compilation géologique accompagnant la présente étude incorpore quelques-unes de ces généralisations. Il convient de noter ici que les grands traits de la stratigraphie et de la tectonique tels qu'indiqués sur la carte ont été établis à partir d'affleurements situés au nord du lac Chibougamau et,

* 15 mines de cuivre, 2 mines d'or et 1 mine de zinc et d'argent.

qu'en conséquence, l'interprétation suggérée devient de plus en plus incertaine à mesure qu'on s'éloigne de la localité-type. Ceci s'applique tout particulièrement à la vaste région en arc limitée par les cantons de Kreighoff, Lesueur, Rohault et Dollier.

STRATIGRAPHIE

ASSEMBLAGE DE ROCHES VERTES

LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET VOLCANO-SEDIMENTAIRES ASSOCIEES (Groupe de Roy)

Au nord du lac Chibougamau, la partie volcanique de l'assemblage de roches vertes a été divisée en trois unités nommées, du sommet vers la base, comme suit:

Formation de Blondeau	(Duquette, R.P. 513 p.5)
Formation de Gilman	(Duquette, R.P. 551 p.5)
Formation de Waconichi	(Duquette, R.P. 551 p.3)

Formation de Waconichi

En supposant qu'il n'y ait pas de répétitions dues à des plis ou à des failles, cette formation aurait une épaisseur proche de 40,000 pieds. Elle consiste essentiellement en tufs cristallins et lithiques accompagnés d'un peu de brèche-conglomérat et d'agglomérat et en quelques coulées mafiques auxquelles des filons-couches de gabbro-diorite sont associés.

Tuf - Le tuf, de loin la plus abondante des roches dans la formation de Waconichi, est généralement de couleur grise à verte. Le litage est partout évident, son épaisseur étant, règle générale, directement proportionnelle à la grosseur du grain. La composition de la roche peut être felsique ou varier d'intermédiaire à mafique.

La variété felsique, avec du quartz et du plagioclase sodique constituant plus des trois quarts du volume de la roche, est prédominante. Le quartz et le plagioclase sont relativement frais et idiomorphes quoique des fragments de grains de ces minéraux soient visibles par endroits. Ces fragments sont, règle générale, extrêmement anguleux et peuvent être le résultat de collisions en plein vol entre cristaux originellement bien formés. Les autres minéraux rencontrés dans ce tuf sont, par ordre d'abondance, de la chlorite, du mica blanc, de la calcite et / ou de la dolomite et du graphite. Là où il est schisteux, le tuf felsique ressemble beaucoup à un porphyre cisailé de quartz et feldspath. Dans les variétés plus massives, on s'aperçoit fréquemment des blocs anguleux de tuf ressemblant à du chert reposant sans ordre particulier dans une matrice de tuf cristallin. Les blocs peuvent mesurer jusqu'à 8 pouces de diamètre.

Faisant suite en abondance au tuf felsique, se trouve un tuf très finement laminé qui contient jusqu'à 40 p. 100 de chlorite, beaucoup de plagioclase et peu ou pas de quartz. Cette roche est évidemment de composition intermédiaire à mafique. Elle peut, là où elle est schisteuse, être facilement prise pour une andésite ou un basalte cisailé. Elle est particulièrement abondante tout au sommet et dans les 10,000 pieds inférieurs de la formation de Waconichi. En traversant la formation en direction nord et en passant à un métamorphisme plus prononcé, la chlorite fait graduellement place à des aiguilles de hornblende.

Brèche-conglomérat - L'ensemble brèche conglomérat est essentiellement constitué de matériaux pyroclastiques qui renferment par endroits des cailloux de granite (?) à grain fin et de porphyre leucodacitique. Ce type de roche est particulièrement abondant dans le centre de la formation et bien en vue le long de la rive orientale du lac du Sauvage dans le canton de Vienne (voir la section traitant de la formation de Blondeau).

Agglomérat - L'agglomérat semble être concentré dans les lits tout à fait au sommet de la formation. Il forme des lentilles, peu nombreuses, caractérisées par une abondance de bombes de porphyre rhyolitique ou dacitique qui mesurent jusqu'à un pied de longueur. Ces bombes, qui ont un rapport d'axes allant jusqu'à 10 ou plus, donnent aux lentilles une foliation prononcée qui est parallèle à la schistosité locale. L'intempérisme donne aux lentilles une couleur blanche qui cause un fort contraste avec la matrice chloritique vert foncé enveloppante.

Coulées et filons-couches - Des coulées mafiques et filons-couches associés de gabbro-diorite se trouvent dispersés à travers la formation de Waconichi. Ces roches sont semblables, au point de vue pétrologique, à celles rencontrées dans la formation sus-jacente de Gilman. Elles dominent dans les 10,000 pieds inférieurs de la formation de Waconichi.

Jusqu'à présent, on n'a pas encore choisi de localité type pour la formation de Waconichi. On pourrait cependant utiliser, à titre provisoire sinon définitif, la section qui longe la route d'Albanel, à l'est du lac Waconichi. Elle devrait être comparée et complétée par une partie de la séquence affleurant le long du lac du Sauvage, où se rencontrent des conglomérats à cailloux de granite et de porphyre.

La formation de Gilman

Disposée de façon concordante au-dessus de la formation de Waconichi et faisant suite à une zone d'interstratification, se trouve une séquence de laves bien coussinées, d'une épaisseur moyenne de 12,000 pieds,

désignée sous le nom de formation de Gilman. Chacune des coulées dépasse rarement 400 pieds d'épaisseur, avec moyenne calculée inférieure à 200 pieds. Au point de vue composition, les coulées varient de l'andésite au basalte. En règle générale, le grain va d'aphanitique à très fin dans les deux tiers supérieurs et le fond de chaque coulée, alors qu'il varie de fin à moyen ailleurs. Des amygdales, des vésicules, des varioles, des lignes de courant et des sommets bréchiformes se rencontrent dans plusieurs coulées, mais les coussinets sont indéniablement les plus abondantes des structures primaires. En fait, ceux-ci peuvent représenter, par endroits, jusqu'à la moitié du volume d'une coulée. Ils se logent n'importe où dans la partie supérieure des coulées.

Les coussinets sont partout allongés parallèlement au litage local; en général, le petit axe mesure un pied de longueur, alors que le grand atteint à peu près trois pieds. De façon caractéristique, les coussinets ont un sommet convexe et une base, plutôt plate, montrant une petite pointe en forme de V. Cette pointe peut avoir été produite par l'effondrement, en se superposant, de coussinets originellement sphériques. Les sommets sont ordinairement dotés d'une concentration de petites amygdales de carbonate, d'un dixième de pouce de diamètre. Ces amygdales sont parfois également abondantes au sommet (les 20 pieds supérieurs ou même plus) de coulées non-coussinées, et elles forment alors ce qui est appelé des "sommets vacuolaires". La présence presque constante d'une mince bande de tuf felsique entre chaque coulée est une indication très utile pour déterminer la puissance de chacune. L'épaisseur de ces bandes de tuf est habituellement inférieure à cinq pieds.

Des filons-couches de gabbro-diorite, soi-disant des équivalents intrusifs des coulées encaissantes, se rencontrent à différents niveaux stratigraphiques de la formation de Gilman. Leur épaisseur varie entre quelques dizaines de pieds et environ mille pieds. Les plus puissants témoignent généralement d'un fractionnement des cristaux, car ils ne renferment des grains de quartz que dans leurs parties supérieures.

Les déblais de la route du lac Waconichi, dans le quart nord-ouest du canton de Roy, offrent une section presque continue de la formation de Gilman. Il serait logique d'utiliser ce segment de la route comme localité-type pour la formation.

La formation de Blondeau

Au dessus de la formation de Gilman, séparée par une étroite zone d'interstratification, se trouve une séquence de roches pyroclastiques appelée formation de Blondeau. Cette formation a une épaisseur qui dépasse 3,000 pieds dans la région au nord du lac Chibougamau, où elle montre de fortes similarités lithologiques avec la fraction felsique de la formation de Waconichi. De fait, le type de roche le plus répandu est un tuf cristallin et lithique de couleur grise composé essentiellement d'un plagioclase

sodique, de quartz, d'un mica blanc, de carbonate, de chlorite, de graphite et de petits fragments de roche felsique.

La formation de Blondeau comprend aussi des lentilles de brèche-conglomérat renfermant des cailloux de granite (?) et d'autres cailloux, en quantité plus considérable, qui ressemblent beaucoup à du porphyre rhyolitique ou dacitique. Ces lentilles sont particulièrement abondantes à la hauteur du lac Blondeau, où les cailloux, qui mesurent jusqu'à 10 pouces de diamètre, sont pour la plupart de la variété "porphyre rhyolitique ou dacitique". Ce type de caillou représente très probablement des fragments de lits de tuf cristallin qui auraient glissé brusquement peu après leur déposition. De fait, les lentilles de brèche-conglomérat de la formation de Blondeau, de même que celles de la formation de Waconichi, peuvent être considérées comme étant essentiellement des accumulations intraformationnelles dans lesquelles un matériel explosif a pu être ajouté. La question est cependant plus complexe en ce qui concerne la provenance des cailloux de granite (?) et de porphyre véritable qui sont particulièrement abondants dans quelques-unes des lentilles de la formation de Waconichi puisque ces cailloux pourraient être le résultat d'un phénomène d'érosion ou d'une explosion, ou des deux à la fois. La nature intraformationnelle de la plupart des lentilles de conglomérat dans les formations de Blondeau et de Waconichi est indiquée par le fait qu'elles remplissent localement des rigoles de creusement et contiennent une abondance de fragments anguleux et non orientés d'un tuf à grain fin clairement dérivé des lits sous-jacents et possiblement transporté par des courants de turbidité. Des conditions de déposition de cette sorte seraient compatibles avec le fait que des structures de déformation contemporaines et des séries granoclassées se rencontrent fréquemment au voisinage de ces lentilles.

Comme localité type pour la formation de Blondeau, il est recommandé d'utiliser les affleurements le long d'un segment de 3,700 pieds de la route traversant le quart nord-ouest du canton de Roy en direction nord-est. Ce segment se trouve juste au nord de l'axe synclinal régional indiqué sur la carte No 1521 du R.P. 513.

Il y a lieu de mentionner à ce point que la distribution des roches et des axes de plis dans la région de Chibougamau indique clairement que les trois formations que nous venons de décrire sont d'étendue régionale. Ainsi, les roches pyroclastiques de la formation de Waconichi peuvent être suivies dans une direction est-ouest sur une distance de quelque 80 milles; elles peuvent même s'étendre au-delà du Front de Grenville à la limite est du district. Il semble, de plus, que les formations de Gilman et de Blondeau puissent non seulement être suivies le long de leur direction sur toute la longueur de l'assemblage de roches vertes, mais qu'elles puissent également être mises en corrélation, sans trop de craintes de se tromper, avec des unités similaires à découvert au sud des plutons felsiques des lacs Chibougamau et Opémisca.

Nous sommes d'opinion que la formation de Blondeau se raccorde aux "séries" Opémisca et Pré-Opémisca de Norman et de Beach. Une telle corrélation serait évidemment impossible si les conglomérats à cailloux de granite (?) cartographiés par ces deux géologues dans les cantons de Lévy et de Daubrée et aux lacs La Trêve et des Deux Orignaux indiquaient que les "séries" sont séparées l'une de l'autre par une discordance angulaire. Des études détaillées faites par Wolhuter (1962) dans le quart sud-est du canton de Daubrée indiquent que l'interprétation de Norman et de Beach est possiblement inadéquate. Au lieu de trouver un conglomérat basal le long de la présumée discordance angulaire, Wolhuter a plutôt noté une série de lentilles de conglomérat à cailloux de granite (?) et de roches ressemblant à du porphyre. Ces lentilles, qui sont lithologiquement similaires à celles rencontrées dans la formation de Blondeau, sont distribuées stratigraphiquement sur une épaisseur de plusieurs centaines de pieds au-dessus et au-dessous de la discordance présumée. D'une signification peut-être encore plus grande est le fait qu'il n'a aperçu qu'une seule lentille tronquant les roches sous-jacentes, ce qui lui a permis de conclure que la "relation angulaire" pouvait s'expliquer par une discordance intraformationnelle locale et mineure. Gardant à l'esprit les résultats de Wolhuter dans le canton de Daubrée, nous sommes porté à penser que les affleurements de conglomérat à cailloux de granite (?) aux lacs La Trêve et des Deux Orignaux peuvent être interprétés comme marquant la présence de discordances locales et intraformationnelles plutôt qu'une discordance angulaire majeure.

D'ici à ce que d'autres travaux prouvent le contraire, nous nous croyons justifié de proposer une corrélation entre les roches de la formation de Blondeau et celles des "séries" Opémisca et Pré-Opémisca affleurant à l'est et à l'ouest de Chapais. Si une telle corrélation était valide, la formation de Blondeau dans la région à l'ouest de Chapais aurait une puissance se rapprochant de 10,000 pieds.

Genèse des gisements de zinc de Coniagas et de Taché Lake

Quelques-uns des membres felsiques des formations ci-dessus décrites renferment d'importants dépôts stratiformes de sulfures massifs représentés essentiellement par de la pyrite et de la pyrrhotine et, en quantité moindre, par de la sphalérite et de la chalcopryrite. Jusqu'à date, un seul de ces dépôts a fait l'objet d'une exploitation commerciale. Il s'agit d'un petit dépôt de sphalérite avec galène argentifère situé un peu à l'ouest du lac Bachelor dans le canton de Lesueur et exploité par la Coniagas Mines de 1961 à 1967. Quelques indices nous portent à croire que ce dépôt de sulfures pourrait se situer stratigraphiquement un peu au dessus de la base de la formation de Blondeau.

La lithologie, la texture et la tectonique du gîte le rendent tout à fait comparable aux autres dépôts stratiformes de zinc (avec ou sans cuivre) de la province de Supérieur comme, par exemple, ceux des sociétés

Mattagami Lake, Texas Gulf, East Sullivan, Lake Dufault, Normetal et Deldona ainsi qu'à ceux des Appalaches présentement exploités par les sociétés Buchans, Brunswick, Solbec et Cupra. Il ne fait pas de doute que l'hypothèse la plus valable qui ait jamais été soumise à propos de la genèse de tous ces gisements est celle qui fait appel à des phénomènes volcano-exhalatifs contemporains de ceux qui ont donné naissance aux roches encaissantes elles-mêmes. Ainsi, le gîte de la société Coniagas peut être vu comme un gîte de sulfures syngénitiques de même âge que les roches volcaniques encaissantes et, partant, antérieur à la révolution kénorienne. Une telle relation d'âge est en accord avec la tectonique plissante du dépôt ainsi qu'avec la présence, en son sein, de quelques lentilles de conglomérat d'écrasement formé de cailloux de felsite enrobés dans une pâte de sulfures massifs. A noter que ces cailloux qui sont vus ici comme des fragments de minces lits de tuf originellement interstratifiés avec des bancs plus épais de sulfures massifs avaient toujours été considérés, à tort d'ailleurs, comme les bombes d'un agglomérat volcanique dont la matrice avait été entièrement remplacée par des sulfures.

Un autre gîte de sulfures massifs digne de mention est celui qui est présentement exploré par la société Taché Lake Mines juste au nord du lac Berrigan dans le canton de McKenzie. Contenu tant dans des roches ultramafiques que dans les roches pyroclastiques basales de la formation de Blondeau, ce gîte est essentiellement constitué de petits filons de sphalérite accompagnés, ici et là, d'importantes quantités de sulfures de fer aurifères. La distribution des sulfures (filons) et le type d'altération visible dans les épontes (forte chloritisation) rappellent plusieurs des éléments caractéristiques des cheminées minéralisées sous-jacentes aux gîtes de sulfures massifs d'origine volcano-exhalative. Ainsi, il ne faut pas exclure la possibilité de trouver un jour près du gîte filonien du lac Berrigan un dépôt stratiforme de sulfures massifs riches en or et en zinc. Notons que l'horizon le plus recommandable pour faire une telle recherche paraît être le banc pyroclastique formant le mur (plancher) du filon-couche de Bourbeau. En effet, au nord des lacs Opémisca et Chibougamau de même que dans le canton de Lévy, les gîtes stratiformes de sulfure de zinc (et de cuivre) les plus importants occupent pratiquement tout cet horizon stratigraphique. Celui-ci témoigne probablement d'une époque métallogénique majeure.

FORMATIONS INTRUSIVES

L'assemblage de roches vertes comprend non seulement des roches volcaniques et des roches associées volcano-sédimentaires, mais aussi une grande variété de masses intrusives concordantes qui sont de composition mafique à ultramafique. Ces roches ont été mise en place avant la période kénorienne de plissement et peuvent être considérées en regard des laves mafiques et des roches ultramafiques de la région comme le produit d'un seul cycle d'activité ignée.

Intrusions mafiques

Quoiqu'elles se rencontrent à divers niveaux stratigraphiques dans l'assemblage de roches vertes, les intrusions mafiques sont particulièrement abondantes dans la séquence andésite-basalte de la formation de Gilman et dans les couches pyroclastiques inférieures de la formation sus-jacente de Blondeau. D'une composition moyenne allant de la diorite au gabbro, elles forment toutes des filons-couches et peuvent être vues comme les équivalents de demi-profondeur des laves mafiques. Quelques-unes de ces intrusions ont une composition uniforme à travers toute leur masse alors que d'autres comprennent différents types de roche passant graduellement de l'un à l'autre et variant en composition entre celle d'une périclase et celle d'une micropegmatite sodique. Dans les filons-couches à types variés de roche, on rencontre partout un arrangement ordonné des unités lithologiques: les couches mafiques sont dans la partie inférieure et les couches felsiques dans la partie supérieure. Cette distribution, qui est évidemment le résultat d'une différenciation par gravité durant la période de cristallisation, est bien illustrée dans les filons-couches les plus puissants tels que le complexe de Lac Doré, le filon-couche de Ventures et le filon-couche de Bourbeau.

Complexe de Lac Doré

La plus grosse des intrusions mafiques étagées de la région est appelée "complexe de Lac Doré" et se trouve tout à fait à la base de la formation de Gilman. Elle est composée d'une suite de roches anorthositiques arquées autour de l'extrémité est du lac Chibougamau. Selon Allard (1967), la section visible de ce complexe a une épaisseur dépassant les 12,000 pieds et comprend, de la base vers le sommet, les unités suivantes: méta-anorthosite, méta-anorthosite gabbroïque, métagabbro anorthositique, métagabbro, métagabbro et métapyroxénite enrichis en magnétite, tonalite et gabbro mylonitisé (zones de refroidissement?). Etant donné que l'unité de base de la section visible du complexe est partout représentée par une anorthosite et non pas, comme on devrait s'y attendre, par une suite de roches telles que dunite, périclase, norite, etc., nous sommes d'avis qu'une bonne partie (la base) du complexe est encore cachée, présumément juste au-dessous du pluton de Chibougamau (voir section composée sur la carte). A noter, enfin, que la cartographie régionale indique qu'il est possible que le complexe de Lac Doré soit relié au complexe anorthositique qui affleure dans le canton de La Ronde, à quelque 15 milles à l'est de Desmaraisville. S'il en est ainsi, le complexe de Lac Doré s'étendrait sur une distance de près de 100 milles.

Filon-couche de Ventures

Le filon-couche de Chapais se trouve tout à fait à la base de la formation de Blondeau. Du canton de Lévy, où il est le mieux à découvert

et fait office d'hôte pour les amas cuprifères de la mine Opemiska Copper, il se prolonge en direction ouest dans le canton de Daubrée sur une distance dépassant 12 milles. Il est également présent au nord du lac Opémisca d'où il peut être suivi jusqu'au Front de Grenville situé à quelque 30 milles plus à l'est. Il pourrait être également présent dans le canton de Kreighoff, à 50 milles à l'ouest de Chapais, où des roches semblables ont été identifiées. Ainsi, le filon-couche de Ventures paraît avoir une étendue régionale comparable, sinon supérieure, à celle du complexe de Lac Doré.

Le filon-couche de Ventures ne comprend, sur toute sa longueur, que deux unités: un gabbro ophitique à gros grain (gabbro de Ventures) dans la partie supérieure et une péroxénite noire à verte dans la partie inférieure; dans les cantons de Lévy et de Daubrée, la puissance du gabbro est supérieure à 1,500 pieds et celle de la péroxénite est d'environ 1,800 pieds. Dans les galeries souterraines de la mine Opemiska, les 200 à 500 pieds inférieurs de la coupe du gabbro de Ventures et les 300 pieds supérieurs de la péroxénite montrent une stratification rythmique causée par une répétition cyclique de minces couches de gabbro et de pyroxénite (Derry, 1955). Une telle stratification indique clairement que les deux unités sont dérivées d'un magma unique dont la différenciation s'est faite en place.

Filon-couche de Bourbeau

Ce filon-couche se trouve dans les roches pyroclastiques inférieures de la formation de Blondeau. Il est, de fait, situé un peu au-dessus du filon-couche de Ventures. Suivi sur une distance de quelque 25 milles à travers la partie centrale des cantons de McKenzie, Roy et McCorkill, au nord du lac Chibougamau, il montre, là où il est le plus épais, la distribution lithologique suivante: une couche discontinue de péridotite d'une épaisseur maximum de 75 pieds à la base; une unité de leucogabbro feldspathique et équigrénu de 1,100 pieds d'épaisseur dans laquelle se rencontrent par endroits une foliation primaire et une stratification rythmique; au sommet, une épaisseur de 1,200 pieds de gabbro ophitique et quartzique qui passe graduellement par endroits à une felsite sodique à texture micropegmatitique. D'après les indications en main, le filon-couche de Bourbeau pourrait être relié à la masse de roches mafiques en forme de canot qui est à découvert dans la partie centrale des cantons de Barlow et de Cuvier, aux deux bandes de roches semblables sises en bordure du synclinal régional à l'ouest de Chapais ainsi qu'à certaines des roches intrusives mafiques situées dans le canton de Kreighoff. S'il en est ainsi, il aurait une longueur dépassant 100 milles et constituerait, comme le complexe de Lac Doré et le filon-couche de Ventures, un des meilleurs horizons repères de toute la région.

Intrusions ultramafiques

Ces intrusions, qui correspondent en gros au complexe ultrabasique de Smith (1960, p.16), sont des masses concordantes de clinopyroxénite grise et de péridotite et dunite serpentinisées. Sauf pour la présence possible d'une mince bande discontinue de roches ultramafiques à 20 milles à l'ouest de Chapais et de quelques autres petites intrusions, toutes ces masses sont limitées à une bande orientée est-ouest qui s'étend de la pointe nord du lac Opémisca jusqu'au Front de Grenville, soit une distance de 45 milles. Quoique les différentes bandes de roches ultramafiques qui constituent le complexe aient, jusqu'à présent, été considérées comme des intrusions séparées, les travaux récents de cartographie détaillée que nous avons exécutés montrent que la plupart de ces bandes séparées se rencontrent le long d'un même horizon stratigraphique, à un niveau équivalent à la ligne de contact entre les formations de Gilman et de Blondeau ou, plus précisément, juste au-dessous du filon-couche de Ventures. Ainsi, la plupart des masses ultramafiques du district de Chibougamau appartiendraient à un seul et même filon-couche, appelé "filon-couche de Roberge", dont l'épaisseur ne dépasserait nulle part 1,800 pieds.

Quelques-unes des bandes ultramafiques les plus larges appartenant au filon-couche de Roberge ont des bordures pyroxénitiques bien découvertes et un centre métapéridotitique recouvert de drift ou d'eau. Ces roches montrent, en beaucoup d'endroits, un rubanement primaire, défini par des variations texturales ou minéralogiques, qui est parallèle à la foliation locale dans les roches adjacentes. Nous croyons que la plupart constituent des "cumulates". Ainsi, par exemple, des cristaux de pyroxène enrobent les grains d'olivine serpentinisée de façon poéclitique dans quelques péridotites.

Ajoutons, enfin, qu'au point de vue pétrologique, le filon-couche de Roberge paraît être lié directement aux filons-couches de Ventures et de Bourbeau. Tel que mentionné plus haut, ce filon-couche (péridotite-pyroxénite) repose stratigraphiquement juste au-dessous du filon-couche de Ventures (pyroxénite-gabbro) qui est lui-même situé un peu au-dessous du filon-couche de Bourbeau (gabbro). Une telle séquence lithologique peut être fortuite, mais elle indique plus probablement un lien de parenté magmatique très fort entre les trois filons-couches. Ainsi, il est permis de croire que le filon-couche de Roberge puisse constituer, globalement, le précipité initial d'un magma basaltique qui, après un début de cristallisation aurait quitté la chambre pour aller former, à peine plus haut dans l'empilement volcanique, le filon-couche de Ventures d'où il aurait été une fois de plus expulsé pour finalement aller se loger encore plus haut où il aurait enfin donné naissance au filon-couche de Bourbeau. Cette hypothèse n'exclut pas la possibilité que les liquides résiduels aient pu, au cours de leur transfert d'une chambre à une autre, se mélanger à d'importantes quantités de magma ayant la même composition que celle du basalte initial.

ASSEMBLAGE GRANITIQUE

Les roches de l'assemblage granitique sont des plus importantes au point de vue volume puisqu'elles occupent plus de la moitié de l'étendue du district de Chibougamau. Pétrographiquement parlant, la plupart d'entre elles appartiennent à un ensemble tonalite-diorite ou au clan des granodiorites.

TONALITE-DIORITE

La plupart des grosses masses de granite dans le district de Chibougamau sont constituées de roches de la suite tonalite-diorite, la tonalité étant en prédominance au centre des masses et la diorite, en bordure. D'une façon bien caractéristique, les intrusions de tonalite-diorite se conforment aux structures régionales des roches encaissantes. Elles montrent, de plus, des structures gneissiques et cataclastiques produites, respectivement, par l'alignement de minéraux mafiques (biotite, chlorite, hornblende) et la granulation et l'allongement de grains de quartz. Ces structures, qui sont parallèles aux structures similaires dans les roches adjacentes, indiquent clairement que les masses de tonalite-diorite du district ont très probablement été mises en place dans l'empilement volcanique sous forme de masses concordantes (laccolites, phacolites, etc.) précédemment à la période kénorienne de plissement. Etant essentiellement des granites à oligoclase renfermant très peu de perthite ou de microcline, ces intrusions sont minéralogiquement assez proches des roches pyroclastiques de la région pour qu'elles puissent être considérées comme leurs équivalents de demi-profondeur.

Le pluton de Chibougamau (Allard, 1969, p.4), qui forme le sous-sol du lac Chibougamau, constitue un excellent exemple d'un ensemble de tonalite-diorite.

GRANODIORITE

Les roches de la suite granodioritique contiennent de fortes quantités d'oligoclase et de feldspath potassique et forment des masses moins nombreuses et en général moins grosses que celles du groupe tonalite-diorite. Les granodiorites pourraient fort bien représenter des intrusions post-cinématiques, si l'on se base sur les faits suivants: leur déformation mécanique paraît être le plus souvent négligeable et leur contour est souvent très irrégulier et même allongé orthogonalement à la direction des roches encaissantes locales. Le pluton de granodiorite qui affleure des deux côtés de la ligne séparant les cantons de Vienne et de Blaiklock en est un bon exemple. Cette intrusion n'a malheureusement pas encore fait l'objet de datation radiométrique. Un autre excellent exemple serait le pluton d'Opémisca récemment étudié par Wolhuter (1968).

GENESE DU MINERAI CUPRIFERE

Même si les roches de l'assemblage granitique ne renferment pas de concentrations importantes de sulfures des métaux usuels, elles sont néanmoins minéralisées par endroits (e.g. gîte Grandroy, canton de Roy) et semblent avoir joué un rôle très important dans la formation des gisements cuprifères logés dans l'assemblage adjacent de roches vertes.

Considérant que presque tout le minerai des gisements cuprifères rencontrés dans le complexe anorthositique du lac Doré se trouve le long ou à proximité de dykes émanant du pluton de Chibougamau (tonalite-diorite) et considérant d'autre part que les mises en place de ce pluton et de la minéralisation sulfureuse peuvent être interprétées comme des événements antérieurs au plissement kénorien, il est logique de croire que cette minéralisation puisse être génétiquement reliée au pluton de Chibougamau.

Une relation génétique pourrait également exister entre les amas de minerai de cuivre de la mine Opemiska Copper et le pluton d'Opémisca. En effet, les zones de sulfures contenues dans le filon-couche de Ventures ss trouvent partout dans des structures tardives d'âge post-kénorien; cet âge, tel que mentionné plus haut, semble aussi être celui des plutons granodioritiques de la région dont celui du lac Opémisca. De plus, quelques-unes des zones de minerai contiennent soit de la scheelite et de la molybdénite, soit un matériel syénitique ou granodioritique qui, logiquement, pourraient tous provenir du pluton d'Opémisca.

TECTONIQUE ET MISE EN PLACE DU MINERAI CUPRIFERE

PLISSEMENTS

On peut envisager 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 (voir la coupe schématique sur la carte). Ce synclinorium, qui a plus de 120 milles de long et 50 de large, a probablement été formé durant la période kénorienne de plissement, il y a de cela quelque 2.5 milliards d'années. Du côté est, le synclinorium comprend une structure anticlinale, appelée anticlinal de Chibougamau, bordée de deux structures synclinales majeures, le synclinal de Chapais et le synclinal de Chibougamau, dont les axes sont distants l'un de l'autre d'environ 20 milles; du côté ouest, le synclinorium est réduit à un seul synclinal, celui-ci résultant de la réunion des deux synclinaux mentionnés ci-dessus. Au sud de ces plis, la distribution des roches semble indiquer la présence d'un grand anticlinal dont la trace axiale, bien qu'elle ne soit pas encore localisée avec précision, serait parallèle à celle des autres plis.

Comme c'est généralement le cas dans la province de Supérieur, il existe une corrélation grossière entre la lithologie et les plissements dans le district de Chibougamau. Ainsi, des roches de l'assemblage granitique

se retrouvent d'ordinaire dans les zones anticlinales majeures et des roches de l'assemblage de roches vertes occupent les synclinaux.

Les roches de l'assemblage des roches vertes montrent généralement une schistosité bien développée et presque verticale, qui est orientée parallèlement au plan axial des plis régionaux. Toutefois, il n'est pas rare de rencontrer, sur les plans de schistosité, des plissements plongeant à pic le long de l'inclinaison. Ce chiffonnement de la schistosité le long d'axes quasi verticaux ainsi que les changements fréquents de la direction du plongement des axes quasi horizontaux des plis régionaux, comme l'indiquent les nombreuses structures en forme de canot, portent à croire que l'assemblage de roches vertes, durant ou après la période kénozoïque de plissement, fut soumis à une puissante compression agissant dans une direction générale est-ouest. De tels plissements transversaux pourraient expliquer les deux gros plis quasi verticaux qui ont été délimités dans la partie nord-centre du canton de Daubrée ainsi que dans la partie sud-ouest du canton de Lévy où se trouvent les gisements cuprifères d'Opemiska Copper Mines. Ceci serait aussi compatible avec l'interprétation voulant que ces deux structures soient des plis coniques pointant vers le bas.

CISAILLEMENTS ET FAILLES

Trois directions majeures de cisaillement ou de fracture sont connues dans le district de Chibougamau. Plusieurs failles de litage y ont aussi été cartographiées.

SYSTEME NORD-EST

Un premier système de cisaillements et de fractures est orienté vers le nord-est. Il inclut plusieurs failles régionales telles que la faille du lac Gwillim, la faille du lac Doré et la faille de McKenzie Narrows.

La faille du lac Gwillim a été suivie sur une distance minimum de 60 milles. Elle recoupe à la verticale les terrains d'Opemiska Copper Mines où elle se présente sous forme d'une zone de cisaillement de plusieurs centaines de pieds de largeur contenant de la chlorite, du carbonate et du quartz. On a noté à cet endroit un rejet oblique senestre de l'ordre d'un mille.

La faille du lac Doré, à quelque neuf milles à l'est de la faille du lac Gwillim, consiste en une zone de cisaillement à contenu de séricite (paragonite), de chlorite, de quartz et de carbonate. Elle recoupe le complexe de Lac Doré et a un pendage vers l'ouest à un angle moyen de 55 degrés. Parce que toutes les mines de cuivre dans la région des lacs Doré et Chibougamau se trouvent en dedans de 4,000 pieds d'un côté ou de l'autre

de cette faille, on l'a toujours considérée comme l'un des plus importants traits structuraux reliés à la déposition de minerai cuprifère dans la région. De nouvelles indications existent cependant pour démontrer que toutes ces failles et zones de cisaillement pourraient avoir été produites bien après la période de minéralisation cuivreuse dans la région du lac Doré.

Certains géologues (Graham, p.20) considèrent la faille de McKenzie Narrows comme le prolongement vers le nord de la faille du lac Doré. A McKenzie Narrows, juste au nord de l'île Portage, cette faille est représentée par une zone de cisaillement presque verticale qui mesure plusieurs centaines de pieds de large et contient, comme minéraux essentiels, de la chlorite, de la séricite, du quartz, du carbonate et, localement, du talc. Les roches adjacentes à la faille ont subi un rejet oblique dextre de l'ordre d'un mille.

Il y a lieu de mentionner que les plus importants amas de minerai cuprifère aux mines Portage et Henderson, lesquelles se trouvent le long du rivage oriental de l'île Portage, sont logés dans une zone de cisaillement de direction parallèle à celle de la faille du lac Doré, mais inclinée à 45 degrés vers l'est.

SYSTEME OUEST-NORD-OUEST

Un deuxième système de zones de cisaillement est orienté ouest-nord-ouest. Ce sont des zones qui sont rapprochées les unes des autres et ont un pendage à pic. Le laminage et la carbonatation y ont été intenses ainsi que la silicification et la minéralisation en sulfures. Les zones individuelles varient en largeur; elles s'épaississent et s'amincissent ici et là pour former des zones lenticulaires. On doit noter que la plupart des amas de minerai de cuivre dans le bassin du lac Doré sont logés le long de telles zones de cisaillement. Selon certains géologues, ces zones de cisaillement représentent des structures complémentaires de la faille du lac Doré. Quoiqu'il puisse exister une relation structurale entre cette faille et ces zones de cisaillement minéralisées, il ne s'ensuit pas nécessairement que le cisaillement le long de ces dernières soit antérieur au minerai puisque, d'une part, les sulfures ont été eux-mêmes partout considérablement déformés (miroirs de faille et recristallisation) et que, d'autre part, toutes les zones majeures de minerai épousent une orientation presque verticale lorsque le filon-couche anorthositique (complexe de Lac Doré) dans lequel elles se logent est tourné dans la position qu'il assumait avant le plissement. Ces faits, dans l'esprit de l'auteur, constituent de solides arguments en faveur d'une hypothèse faisant appel à la venue des sulfures antérieurement au plissement régional (i.e. une déposition pré-kénorienne). Ainsi, et répétant en cela l'histoire de la mise en place des dykes issus du pluton de Chibougamau, les sulfures auraient pu remplir des fractures (essentiellement les mêmes que celles empruntées déjà par les dykes) d'extension verticale dans les roches anorthositiques formant le toit

alors quasi horizontal du pluton de Chibougamau. La rotation, le déversement et le cisaillement notés non seulement dans les fractures minéralisées mais aussi dans toutes les autres cassures et failles du voisinage, telle la faille du lac Doré, pourraient constituer, suivant cette hypothèse, des événements contemporains à la période kénorienne de déformation ou à une autre plus récente, ou encore aux deux à la fois.

SYSTEME NORD

Un troisième système de zones de cisaillement est orienté un peu à l'est du nord et montre communément un rejet oblique senestre. Les veines de quartz aurifère exploitées par Norbeau Mines dans le canton de McKenzie sont de bons exemples de ce système. En tenant compte de la nature des miroirs de failles dans le quartz filonien et de la relation angulaire entre ces filons de quartz (à pendage moyen vers l'est) et la schistosité (verticale) dans les épontes, on serait justifié de conclure que les veines Norbeau sont situées le long de chevauchements ramenés plus tard à des failles normales. Cependant, une telle interprétation deviendrait intenable si la minéralisation aurifère s'avérait antérieure au plissement kénorien. La faille du lac Mistassini dans les cantons de Bignell et O'Sullivan et l'essaim de cassures parallèles, dans les cantons de Rinfret et de McCorkill, qui marquent la zone de contact entre les provinces de Supérieur et de Grenville sont aussi groupées dans ce troisième système. Ici, toutefois, les fractures sont nettement plus jeunes que le plissement kénorien.

FAILLES DIRECTIONNELLES

On a cartographié dans la région plusieurs failles directionnelles (ou failles de litage) à grands rejets. Quelques-unes des plus grandes accompagnent les roches ultramafiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, G. (1960) - Moitié sud du canton de McKenzie, partie I; M.M.Q., R.G. 95.
- ALLARD, G. (1967) - Quart nord-ouest du canton de Rinfret; M.R.N.Q. R.P.567.
- ALLARD, G. (1969) - Quart nord-est du canton de Lemoine; M.R.N.Q., R.P. 566.
- ARCHIBALD, G.M. (1960) - Quart sud-ouest du canton de Lévy; M.M.Q., carte 1319 (R.P.419)
- BASS, N.M. (1964) - Regional Tectonics of part of the Southern Canadian Shield; Journal of Geology, vol.69 No.6, p. 668-701.
- BEACH, N.H. (1941) - Lac Michwacho; Comm. Géol. Can., carte 623A.
- BEACH, N.H. (1941) - Lac Mechamego; Comm. Géol. Can., carte 608A.
- BLAKE, D.A.W. (1953) - Région du lac Waswanipi (moitié est) M.M.Q., carte 968 (R.G. 59).
- DELAND, A. (1955) - Région de Dugesclin-Royal; M.M.Q., carte 116 R.P. 318).
- DELAND, A. (1959) - Région de Gradis-Machault; M.M.Q., carte 1242 (R.G.87).
- DELAND, A. (1959) - Région du lac Surprise; M.M.Q., carte 1241 (R.G.87).
- DEMONTIGNY, P. (1959) - Quart sud-ouest et partie du quart sud-est du canton de Lemoine; M.M.Q., carte 1360 (R.P.437).
- DERRY, D.R. et FOLINSBEE, J.C. -(1955) - Opemiska Copper Mines rapport manuscrit.
- DUQUETTE, G. (1966) - Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie; M.R.N.Q., R.P. 551.
- DUQUETTE, G. (1964) - Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy; M.R.N.Q., R.P.513.
- DUQUETTE, G. (1968) - Géologie du quart nord-ouest du canton de McKenzie; M.R.N.Q., R.P. 573.
- DUQUETTE, G. (1965) - Carte de compilation montrant les gisements métallifères et amiantifères du district de Chibougamau; M.R.N.Q., carte B-850.

- DUQUETTE, G. (1967) - General Geology and Asbestos Mineralization in the Chibougamau District; Canadian Mining Journal, pp. 70-77, April 1967.
- DUQUETTE, G. et MATHIEU, A. - (1970) - Géologie de la moitié sud du canton d'Obalski; M.R.N.Q., R.P. 585.
- DUQUETTE, G. et MATHIEU, A. (1968) - Géologie du quart nord-ouest du canton de McCorkill; M.R.N.Q., R.P. (en préparation)
- FARIBAUT, E.R. GWILLIM, J.C. BARLOW, A.E. (1911) - Géologie et ressources minières de la région de Chibougamau, par la Commission minière de Chibougamau; D.M.Q.
- GAUCHER, E.H. (1959) - Quart sud-est du canton de Roy; M.M.Q., carte 1255 (R.P. 379)
- GAUCHER, E.H. (1960) - Quart sud-est du canton de Barlow; M.M.Q. carte 1333 (R.P. 425).
- GILBERT, J.-E. (1951) - Région du lac Capisisit; M.M.Q., carte 849 (R.G.48).
- GILBERT, J.-E. (1954) - Région de Branssat-Daine; M.M.Q., carte 1028 (R.G. 64).
- GILBERT, J.-E. (1958) - Région de Bignell; M.M.Q., carte 1180 (R.G.79).
- GILBERT, J.-E. (1959) - Région de Rohault; M.M.Q., carte 1239 (R.G.86).
- GILLET, L.B. (1957) - Région de Vienne; M.M.Q., carte 1164 (R.P.337).
- GRAHAM, R.B. (1956) - Moitié nord du canton d'Obalski; M.M.Q., cartes 1091 et 1092 (R.G. 71).
- GRENIER, P.-E. (1959) - Région de Gamache; M.M.Q., carte 1240 (R.G.87).
- HENDRY, N.W. (1951) - Chrysotile Asbestos in Monro and Beatty Townships, Ontario; C.I.M.M., Transactions Vol.LIV. pp. 28-35.
- HOLMES, S.W. (1959) - Région de Fancamp-Hauy; M.M.Q., carte 1237 (R.G.84).
- HORSCROFT, F.D.M. (1958) - Quart sud-ouest du canton de Roy; M.M.Q., carte 1221 (R.P. 370).
- IMBAULT, P.-E. (1954) - Région de Maicasagi; M.M.Q., carte 971 (R.G.60).
- IMBAULT, P.-E. (1959) - Région de Queylus; M.M.Q., carte 1236 (R.G.83).
- LONGLEY, W.W. (1950) - Région de Rinfret; M.M.Q., carte 1210 (R.G.81).
- LONGLEY, W.W. (1951) - Région du lac Bachelor; M.M.Q., carte 852 (G.R.47).

- LYALL, H.B. (1959) - Région de Brongniart-Lescure, M.M.Q., carte 1238 (R.G. 85).
- MacINTOSH, J.A. (1966) - Région de Lantagnac-Latouche; M.R.N.Q., rapport manuscrit.
- MATHIEU, A. (1966) - Géologie du quart nord-est du canton de Roy; M.R.N.Q., R.P. 953.
- MAWDSLEY, J.B. et NORMAN, G.W.H. (1935) - Etendue de la carte du lac Chibougamau; Comm. Géol. Can., carte 304A (Mém. 185).
- McKENZIE, G.S. (1934) - Région de Pusticamica; M.M.Q., carte 307.
- NEALE, E.R.W. (1959) - Région de Dollier-Charron; M.M.Q., carte 1235 (R.G. 82).
- NORMAN, G.W.H. (1941) - Opémisca, moitié est et moitié ouest; Comm. Géol. Can., carte 410A et 602A.
- POULICT, G. (1960) - Quart sud-ouest du canton de McCorkill; M.M.Q. carte 1418 (R.P.479).
- REMICK, J.R. (1955) - Région de Marin-Picquet; M.M.Q., carte 1219 (R.P.361).
- REMICK, J.R. (1956) - Région d'Anville-Drouet; M.M.Q., carte 119 (R.P.322).
- REMICK, J.R. (1956) - Région de Guercheville-Lapparent; M.M.Q. carte 1169 (R.P.343).
- REMICK, J.R. (1959) - Région de Margry-Prévert; M.M.Q., carte 1281 (R.P.394).
- SABOURIN, R.-J.-E. (1955) - Région de Blaiklock; M.M.Q., carte 1122 (R.P. 323).
- SHAW, G. (1940) - Région des lacs Lewis et Opawica; Comm. Géol. Can., cartes 555A et 556A.
- SHAW, G. (1941) - Territoires de Waconichi, Abitibi et Mistassini; Comm. Géol. Can. carte 593.
- SMITH, J.R. (1960) - Moitié sud du canton de McKenzie; M.M.Q., (R.G. 95).
- WOLHUTER, L. (1960) - Quart sud-est du canton de Lévy; M.M.Q., carte 1361 (R.P. 434).
- WOLHUTER, L. (1962) - Quart sud-est du canton de Daubrée; M.M.Q., carte 1416 (R.P.474).
- WOLHUTER, L. (1968) - Le pluton d'Opémisca - une étude pétrologique et géochimique; M.R.N.Q., rapport manuscrit.