RG 99-12

Géologie de la région du lac Ostaboningue, 31M/02

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

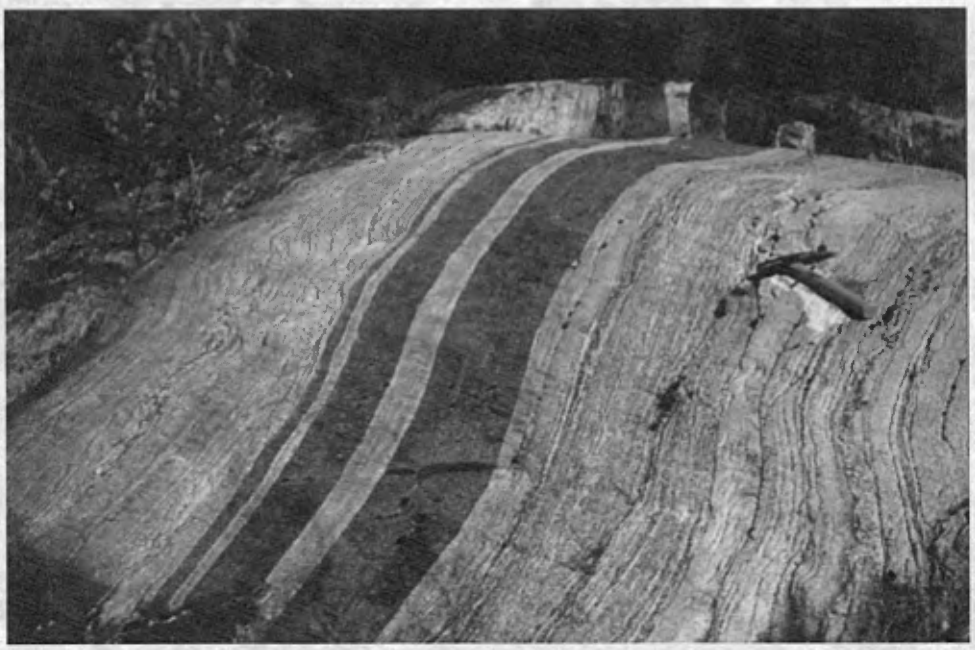
GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC OSTABONINGUE

(SNRC 31M/02)

Kamal N.M. Sharma
Édith Jobin

RG 99-12

Accompagne la carte
SI-31M02-C3G-99K



Gneiss tonalitique et dioritique fortement gneissique à droite. Affleurement à l'extrémité SE du lac Ostaboningue.

1999

Québec

Géologie de la région du lac Ostaboningue (31M/02)

Kamal N.M. Sharma
Édith Jobin

RG 99-12
(Accompagne la carte SI-31M02-C3G-99K)

RÉSUMÉ

Les travaux réalisés dans la région du lac Ostaboningue en 1997 représentent la continuation, vers la région du Témiscamingue, de la réinterprétation et de la synthèse géologique entreprises en 1993 dans la région de l'Outaouais—Gatineau. La région étudiée, d'une superficie d'environ 1050 km², se situe à environ 30 km au sud de Belleterre et environ 55 km au sud-est de Ville-Marie dans le Témiscamingue et correspond au feuillet SNRC 31M/02.

La grande majorité des roches de la région sont des gneiss tonalitiques ou leurs équivalents migmatitiques. On les trouve également sous forme de tectonites qui représentent les produits de déformation ductile résultant du chevauchement, vers le NW, de l'empilement supracrustal de la *Ceinture centrale des métasédiments* sur les terranes gneissiques. Un nouveau site de gabbro coronitique et quelques petits affleurements de roches ultramafiques ont aussi été observés. Dans la partie sud de la région on reconnaît la terminaison NW de la nappe de Pommeroy issue de ce chevauchement. Ces structures représentent un continuum dans les structures de nappes orientées NW, qu'on peut identifier à partir de la région de l'Outaouais et en se dirigeant vers le Témiscamingue sur une distance d'environ 200 km. Conséquemment, tout le territoire compris entre le *Linéament de Cayamant* et la limite NW de ces nappes fait partie de la *Zone de l'avant-pays de la Ceinture centrale des métasédiments.*

DOCUMENT PUBLIÉ PAR «GÉOLOGIE QUÉBEC»

Direction
Jean-Louis Caty

Supervision des inventaires géologiques
Alain Simard

Lecture critique
C. Hébert
P. Verpaelst

Édition et mise en pages
D. L. Lefebvre

Dessin assisté par ordinateur
P. Brouillette et C. Grenier

Supervision technique
A. Beaulé

Document accepté pour publication le 99/07/21

Dépôt légal – Bibliothèque nationale du Québec
ISBN : 2-551-19290-0
© Gouvernement du Québec, 1999

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 4
Travaux antérieurs 5
GÉOLOGIE RÉGIONALE ET CONTEXTE TECTONIQUE 5
GÉOLOGIE 7
Métamorphisme 7
Structure 10
PÉTROGRAPHIE 10
Gneiss tonalitiques (M3(I1D)) 10
" Gneiss blanchâtres " (Produit de la migmatisation avancée de M3(I1D)) 13
Gneiss dioritiques (M3(I2J)) 13
Gneiss granitiques (M6) 13
Grenatite (T2, GR) 14
Veine de quartz déformée contenant de la kyanite (I1N) 14
Roches ultramafiques (I4) 14
Gabbro coronitique (I3A [KO]) 14
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 15
CONCLUSIONS 17
RÉFÉRENCES 17
ANNEXE : PHOTOGRAPHIES 19

INTRODUCTION

Les régions des lacs Ogascanane (feuillet SNRC 31M/01) et Ostaboningue (feuillet SNRC 31M/02) cartographiées lors de l'été 1997, représentent la continuation, vers la région du Témiscamingue, de la réinterprétation et de la synthèse géologique entreprises en 1993 dans la région de l'Outaouais—Gatineau. Ces régions forment la partie SW de la Province de Grenville au Québec. Les données géologiques nouvellement acquises et l'information provenant des cartes géologiques déjà publiées, sont utilisées afin de mettre en contexte les structures majeures identifiées à l'aide des images RADAR-SEASAT et des photos aériennes; toutes ces données permettent aussi de produire une nouvelle interprétation de la carte géologique à l'échelle 1/50 000. Lors des travaux de terrain, une attention spéciale a été portée pour identifier les roches ultramafiques similaires à celles observées dans la région de Fort-Coulonge et près de la ville de Témiscaming (Sharma *et al.*, 1995; Giguère *et al.*, 1997).

La région du lac Ostaboningue couvre une superficie de 1050 km² et correspond au feuillet SNRC 31M/02 – latitudes 47°00' à 47°15' et longitudes 78°30' à 79°00' (figure 1). Son centre est localisé à 55 km au sud-est de Ville-Marie et 30 km au sud de Belleterre dans le Témiscamingue. Elle comprend le canton de Pommeroy et des parties des cantons de Couturier, de Darveau, de Bellefeuille, de Lanoue, de Guay et de Bruchési. Les principales rivières de cette région sont les rivières Cerise et Saseginaga et les principaux lacs sont les lacs Ostaboningue, Pommeroy, Saseginaga, du Bouleau, Brown, Regenzie, Clément, du Caribou, Cooks, Potier, Lumsden, Écarté et des parties des lacs Kikwissi, Meilleurs et à la Truite. La majorité de la partie ouest de la région est accessible par la route forestière principale RO-814; cette route orientée N-S part de Béarn à 10 km au SE de Ville-Marie et traverse toute la

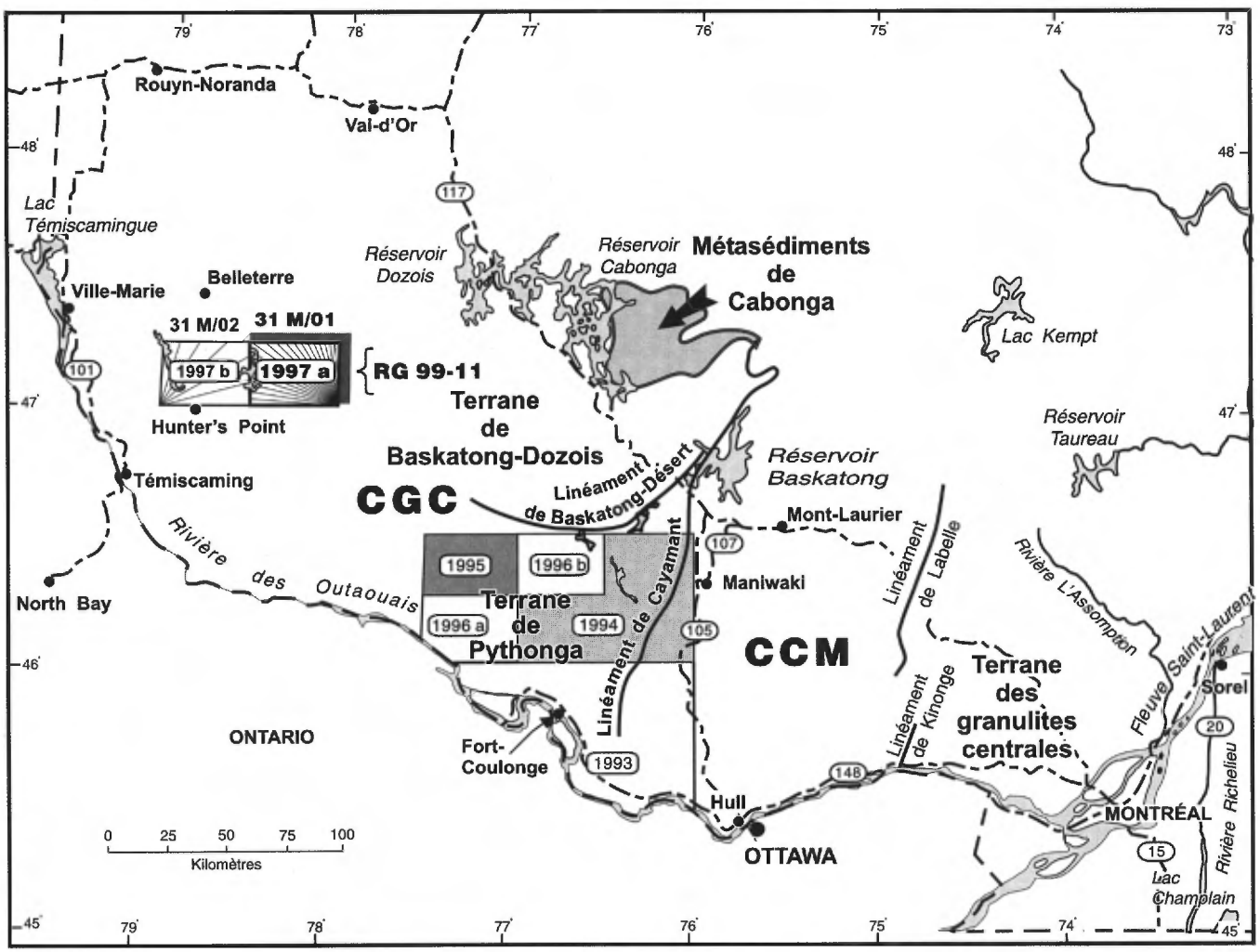


FIGURE 1 - Subdivisions tectoniques de la Province de Grenville dans les régions de l'Outaouais, de la Gatineau et du Témiscamingue et localisation des régions cartographiées entre 1993 et 1997 (figure modifiée d'après Sharma *et al.*,1992).
CGC = Ceinture des gneiss centraux; **CCM** = Ceinture centrale des métasédiments; **1993** = MB 94-39; **1994** = MB 96-34; **1995** = RG 96-12; **1996a** = RG 98-03; **1996b** = RG 98-04; **1997a** = RG 99-11; **1997b** = RG 99-12.

région à l'ouest du lac Ostaboningue. Les routes forestières secondaires permettent un accès aux parties centre sud et sud-est de la région et aux lacs Pommeroy, du Bouleau, Regenzie, Meilleurs, Kikwissi et Saseginaga. Plusieurs de ces routes secondaires ont été localisées sur nos cartes à partir de photos aériennes récentes du Secteur des forêts du ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN), et à partir de la compilation des routes forestières régulièrement mise à jour au bureau régional de Forêt Québec à Ville-Marie. Nous remercions monsieur Gilles Roberge de ce bureau pour l'aide apportée lors de la localisation de ces routes forestières.

Le travail de terrain a été restreint aux routes accessibles et, par conséquent, la densité des affleurements est proportionnelle à la densité du réseau routier. La localisation des affleurements étudiés a été notée sur des cartes topographiques à l'échelle 1/20 000. Des renseignements provenant de travaux antérieurs ont été réinterprétés en se basant sur nos observations de terrain afin de compléter la synthèse géologique. La carte géologique produite incorpore les linéaments observés sur les photos aériennes.

Travaux antérieurs

Les premières observations géologiques, à l'ouest de la région étudiée, ont été faites par Barlow (1897) dans la région des lacs Nipissingue (Ontario) et Témiscamingue. Le rapport de Barlow est accompagné de deux cartes géologiques à l'échelle 1/253 440 : feuillet lac Témiscamingue (carte 599) et feuillet lac Nipissingue (carte 606). Par la suite, une cartographie géologique à l'échelle 1/760 320 du comté de Timiskaming a été effectuée par Wilson (1919) et comprend la région du lac Ogascanane qui est située à l'est de la région cartographiée. Retty (1932) a effectué l'étude géologique des régions entourant le lac Ostaboningue. Plus récemment, Rive (1973b) a couvert la région du lac Ogascanane dans sa cartographie à l'échelle 1/126 720 des lacs Ogascanane et Sairs. Les parties ouest et est de la région du lac Ostaboningue ont été cartographiées respectivement par Robert (1961) et Sabourin (1960). Les autres régions entourant la région du lac Ostaboningue ont été cartographiées par les géologues suivants (figure 2) :

- À l'est et sud-est, région des lacs Ogascanane et Sairs à l'échelle 1/126 720 par Rive (1973b).
- À l'ouest région de Guay—Bruchési à l'échelle 1/63 360 par Robert (1961) et région de Fabre—Mazenod à l'échelle 1/63 360 par Robert (1962).
- Au sud-ouest, région du lac Kipawa à l'échelle 1/63 360 par Robert (1963).
- Au sud, région de McLachlin—Booth à l'échelle 1/63 360 par Lyall (1959).
- Au nord et nord-est, région de Belleterre et du lac Bay à l'échelle 1/31 680 par Rive (1974).
- Au nord et nord-ouest, partie des cantons de Gaboury et Blondeau à l'échelle 1/12 000 par Kish (1971).

En plus, dans le cadre d'un mémoire de maîtrise, à l'Université Laval, Kish (1962) a étudié les coronites dans les corps gabbroïques des régions cartographiées précédemment par Lyall (1959) et Sabourin (1960).

GÉOLOGIE RÉGIONALE ET CONTEXTE TECTONIQUE

La région du lac Ostaboningue se situe à l'intérieur d'un vaste territoire de complexe gneissique, à prédominance tonalitique, nommé *"Ceinture des gneiss centraux"* (CGC) par Wynne-Edwards (1972). La partie centrale de la région étudiée est localisée à 225 km au NW du *Linéament de Cayamant* dans la région de l'Outaouais—Gatineau (Sharma *et al.*, 1992; Madore *et al.*, 1994) (figure 1). Ce linéament, orienté NNE-SSW, juxtapose deux domaines lithotectoniques majeurs : la *Ceinture centrale des métasédiments* (CCM) (Wynne-Edwards, 1972) à l'est du linéament et la *Ceinture des gneiss centraux* (CGC) à l'ouest (figure 1). Ce linéament est significatif pour plusieurs raisons : les deux raisons les plus importantes sont qu'il marque la limite ouest de la CCM et qu'il représente une zone de cisaillement importante résultant du charriage, vers l'W et le NW, de l'empilement supracrustal de la CCM sur les terrains gneissiques adjacents. De ce fait, le *Linéament de Cayamant* définit la limite est de la *"Zone de l'avant-pays de la Ceinture centrale des métasédiments"* (Sharma *et al.*, 1992) qui s'étend vers l'ouest sur une distance excédant une centaine de kilomètres.

Nos travaux dans la région de l'Outaouais—Gatineau depuis 1989 démontrent de façon évidente que, pendant le chevauchement de la pile supracrustale sur les terrains gneissiques adjacents, les gneiss composant ces terranes ne sont demeurés ni intacts, ni passifs. En fait, ces gneiss ont subi une forte déformation tout comme la pile supracrustale sus-jacente; ils ont développé une forte foliation et un rubanement tectonique lors du chevauchement et ils ont été transportés vers le NW avec leur couverture de roches supracrustales. Ces phénomènes ressortent de façon spectaculaire dans les interprétations structurales d'images RADAR-SEASAT (Lévesque et Sharma, 1994) où l'existence de plusieurs nappes et de leurs reliques d'érosion a été reconnue et, par la suite, confirmée par des travaux de terrain (Madore *et al.*, 1994; Madore *et al.*, 1996; Sharma *et al.*, 1998a; Sharma *et al.*, 1998b; Sharma et Cimon, 1998). Ainsi, lors de ce charriage, les ensembles de complexes gneissiques ont eux-mêmes été chevauchés vers le NW le long de décollements subhorizontaux ou faiblement inclinés. L'interprétation structurale d'images RADAR-SEASAT dans l'Outaouais—Gatineau (Sharma *et al.*, 1993; Lévesque et Sharma, 1994) illustre clairement que la plupart des nappes sont orientées NW-SE résultant d'un transport tectonique vers le NW.

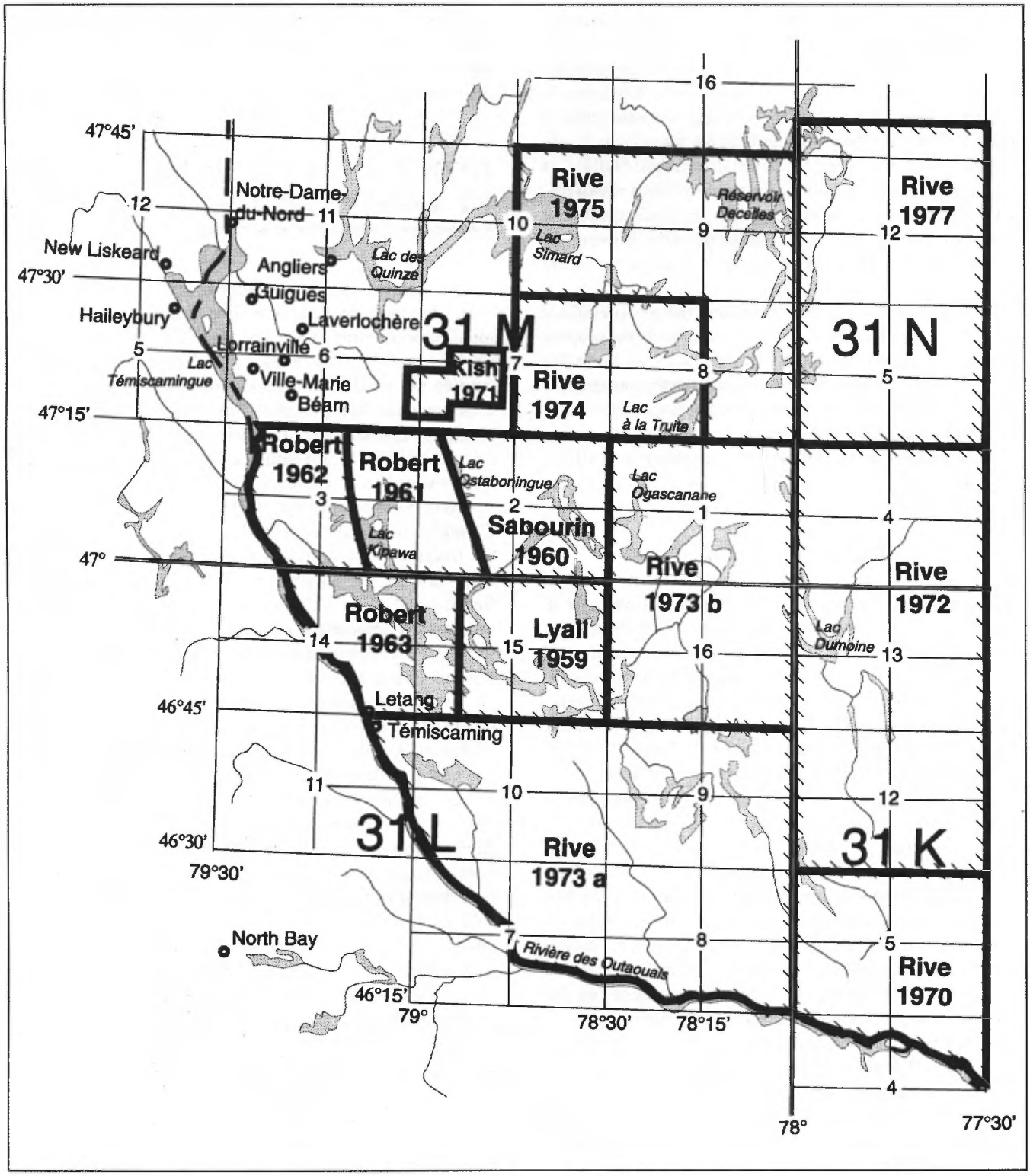


FIGURE 2 – Localisation des travaux antérieurs de cartographie dans la région étudiée et dans les régions adjacentes.

Dans les régions correspondant aux feuillets SNRC 31K, 31L, 31M et 31N, à l'échelle 1/250 000, une étude détaillée des originaux de toutes les cartes géologiques publiées par le Ministère des Ressources naturelles a également été effectuée. Cette étude, et les nombreux travaux géologiques de reconnaissance dans ces régions au cours des ans, et l'examen des cartes aéromagnétiques, et l'examen des images RADAR-SEASAT (figures 3 et 4) et des photos aériennes, indiquent clairement qu'il y a un continuum dans ce type de structures de nappes orientées NW, identifié et retrouvé dans la région de l'Outaouais—Gatineau et en se dirigeant vers la région du Témiscamingue. Ici, les structures observées dans les feuillets SNRC 31M/01 et 31M/02, par exemple, représentent les terminaisons de ce système de structures de nappes (Nappe de Watson et Nappe de Pommeroy). Conséquemment, elles représentent, au niveau actuel d'érosion, la limite NW de la *" Zone de l'avant-pays de la Ceinture centrale des métasédiments "*. Cette limite se situe à plus de 200 km au NW du *Linéament de Cayamant* en suivant la direction NW du transport tectonique; à peine quelques kilomètres la séparent du Front de Grenville, au NW, tel qu'indiqué sur la carte M-311 des Gîtes minéraux du Québec, feuillet Ville-Marie-31M (Avramtchev et LeBel-Drolet, 1981). Ainsi, tectoniquement, la majeure partie des feuillets SNRC 31M/01 et 31M/02 qui sont affectés par ces structures de nappes sont des parties intégrantes de la *Zone de l'avant-pays de la Ceinture centrale des métasédiments*. Les régions au NW de ces structures sont des parties de la zone archéenne parautochtone.

Sur la carte M-311 à l'échelle 1/250 000 des Gîtes minéraux du Québec, mentionnée plus haut, on indique le front du Grenville dans la portion la plus au nord du feuillet SNRC 31M/02; cette localisation provient des observations que Maurice Rive avait transmises à L. Avramtchev pour la préparation de la carte. Cependant, l'image RADAR-SEASAT (figure 3) ne corrobore pas ce positionnement du Front de Grenville. Une interprétation similaire à celle suggérée par l'image RADAR-SEASAT concernant le positionnement du Front de Grenville a déjà été proposée par Baer (1981) basée sur l'étude d'images LANDSAT acquises en octobre 1973. On suggère au lecteur de comparer l'image RADAR-SEASAT de la figure 3 de ce rapport avec l'image LANDSAT (figure 1.7a de Baer, 1981) et le positionnement interprété du Front du Grenville dans la figure 1.7 de Baer (1981). Étant donné des problèmes d'accès, la partie nord du feuillet SNRC 31M/02 n'a pu être visitée lors de nos travaux de terrain en 1997 et la localisation du Front de Grenville n'a pu être vérifiée.

GÉOLOGIE

La région du lac Ostaboningue fait partie du complexe gneissique de la *Ceinture des gneiss centraux*. La grande majorité des roches de la région sont des gneiss tonalitiques ou leurs équivalents migmatitiques (photos 1 à 8, en annexe). On retrouve également des gneiss dioritiques (photos 2, 5 et 6, en annexe), des gneiss granitiques et des granites-pegmatites-veines de quartz, ces derniers étant déformés à divers degrés. Tous ces gneiss montrent une foliation ou un rubanement tectonique bien développé. Localement on les observe sous forme de tectonites tels des gneiss droits (définition de Hanmer, 1988), des gneiss rubanés, des gneiss tabulaires, des mylonites, des gneiss "feuilletés", des gneiss porphyroclastiques (définition de Hanmer, 1988) et des roches ayant une forte gneissosité, toutes indicatives des zones de déformation ductile intense (photos 2, 4, 5, 6, 7, 8a et 8b, en annexe).

La présence de corps lenticulaires d'un gabbro coronitique a été rapportée dans la région étudiée et dans les régions environnantes par Rive (1973, 1975), Sabourin (1960) et Lyall (1959). Durant l'été 1997, nous avons également découvert une nouvelle occurrence de ce type de gabbro dans la région du lac Ostaboningue. Plusieurs de ces occurrences de gabbros coronitiques de Sabourin et de Lyall ont été l'objet d'une thèse de M. Sc. présentée à l'Université Laval par Kish (1962). Cette thèse de Kish contient d'excellentes observations pétrographiques. Quelques-unes des occurrences de gabbros coronitiques rapportées par Rive (1973, 1975) ont fait l'objet récemment de travaux géothermobarométriques et radiométriques par Indares et Dunning (1997).

Suite aux observations de terrain, à l'étude d'images RADAR-SEASAT (figures 2 et 3) et à l'étude de photos aériennes, on remarque dans la partie sud de la carte géologique du feuillet SNRC 31M02-Lac Ostaboningue l'étendue partielle de la nappe de Pommeroy. Des parties de nappes moins bien définies et situées structuralement plus bas ou des parties de la zone parautochtone occupent les régions au nord et à l'ouest de la nappe de Pommeroy.

Métamorphisme

La présence fréquente de hornblende, de biotite, accompagnée en certains endroits par du clinopyroxène et la présence de grenat, particulièrement dans les zones de déformations intenses, suggèrent que cette région ait connu au moins les conditions métamorphiques du faciès moyen des amphibolites. Cependant, il faut signaler que la hornblende, le clinopyroxène et la biotite trouvés dans les gneiss peuvent être aussi bien d'origine ignée que des variétés recristallisées métamorphiquement.

Dans la région du lac Ostaboningue (feuillet SNRC 31M/02), nous avons noté la présence de kyanite, associée avec des veines de quartz fortement déformées, dans un horizon restreint au lac du Bouleau. Les travaux antérieurs, effectués dans la région du lac Ogascanane et dans les régions environnantes par Rive (1973b, 1972, 1973a) et Robert (1963), ont également permis d'identifier la présence de sillimanite et de kyanite restreintes à certains

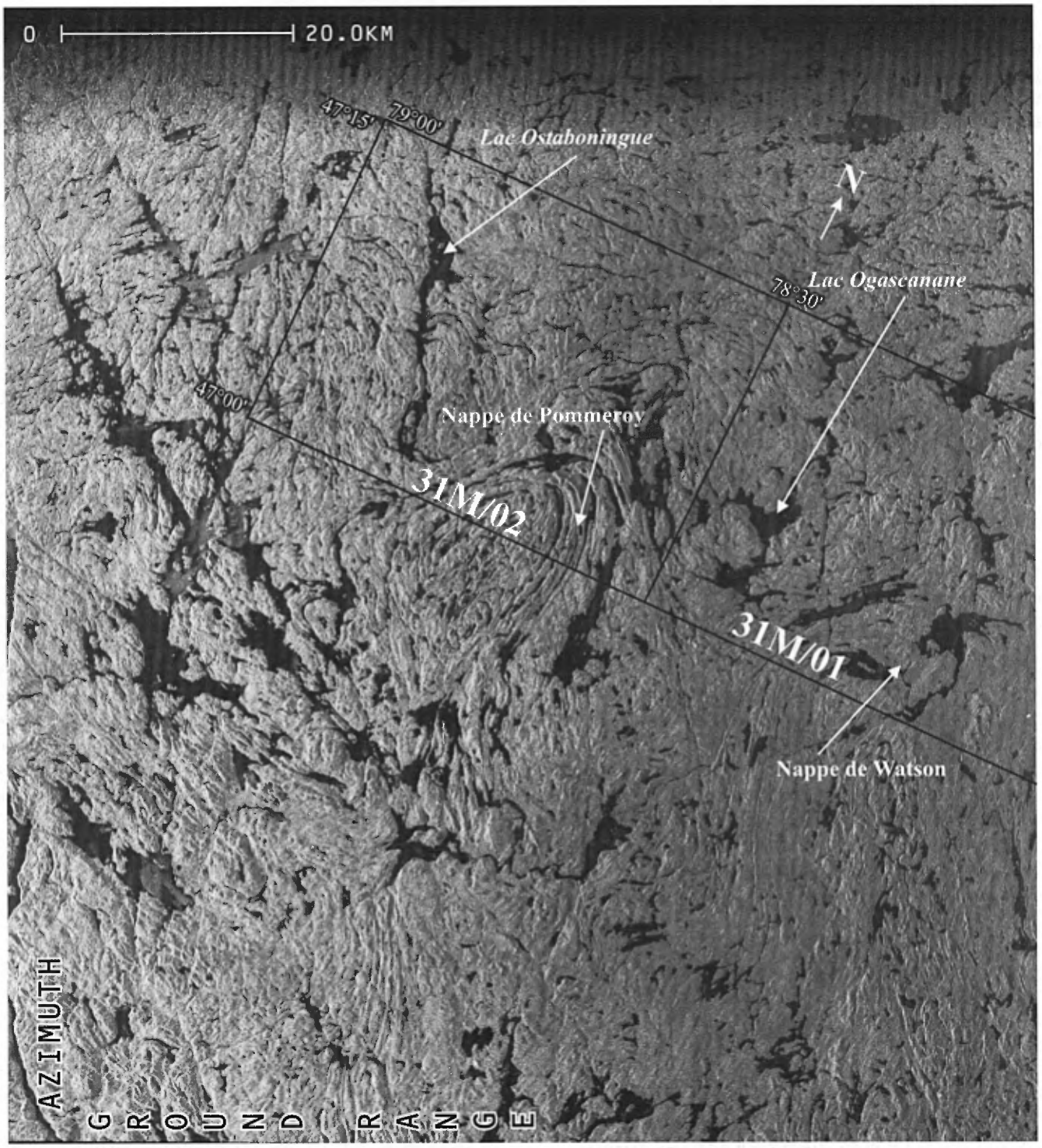


FIGURE 3 -Image RADAR-SEASAT montrant les régions étudiées et la position des nappes de chevauchement.



FIGURE 4 - Image RADAR-SEASAT montrant les régions étudiées et la position du Front de Grenville; cette position diffère de celle indiquée sur la carte M-311 des Gîtes minéraux du Québec, feuillet Ville-Marie-31M (Avramtchev et LeBel-Drolet, 1981).

horizons. Ceci implique que des assemblages de métamorphisme et de pression élevés, correspondant au faciès supérieur des amphibolites, ont pu se développer au moins dans certains horizons.

Indares et Dunnig (1997) rapportent des âges intrusifs U-Pb de 1217 (+15-10) Ma et 1218 (+53-34) Ma pour les métagabbros des feuillets SNRC 31M/08 et 31L/16 respectivement et de 1403 (+14-11) Ma pour une lentille éclogitisée du feuillet SNRC 31M/01. Ils estiment des conditions de pression-température (P-T) respectives, lors de la décompression, de 1200 MPa et 740° C pour les métagabbros et de 1350 Mpa et 720° C pour la lentille éclogitisée. De telles conditions de P-T peuvent expliquer la minéralogie et les caractéristiques texturales couramment observées dans les gabbros coronitiques et la lentille éclogitisée. Cependant, nos travaux de terrain montrent que les gneiss environnants ne contiennent aucun vestige indiquant qu'ils auraient pu être soumis aux mêmes conditions de P-T que les gabbros coronitiques et la lentille éclogitisée.

La présence généralisée d'épidote (pistacite) poecilitique, de muscovite et d'un peu de chlorite indique que la plupart des gneiss ont subi une importante phase de métamorphisme rétrograde statique lors de l'exhumation.

De plus, en comparaison avec la région de Fort-coulonge au SE dans l'Outaouais et la Gatineau, les roches, dans les deux feuillets SNRC 31M/01 (Sharma et Jobin, 1999) et 31M/02 étudiés à l'été 1997, montrent une diminution considérable dans l'intensité de la déformation et en aucun endroit, nous avons observé des évidences d'un métamorphisme au faciès des granulites. Par contre, il était assez courant d'observer des reliques d'un métamorphisme au faciès des granulites dans les gneiss de la région de Fort-Coulonge. Les différences marquées observées dans l'intensité de la déformation et du métamorphisme entre les roches de ces deux régions peuvent-elles être fonction de l'épaisseur atteinte par l'empilement total des nappes de chevauchement ?

Structure

Les caractéristiques topographiques et la morphologie des lacs dans la région du lac Ostaboningue reflètent l'orientation structurale des roches. La nappe de Pommeroy, de géométrie synforme, est très bien visible par l'orientation des lacs Pommeroy, du Bouleau, Kikwissi, Regenzie, à la Truite, Brown et Saseginaga. Au nord et à l'ouest de la nappe de Pommeray, la présence d'autres nappes ou de parties de nappes est également suggérée par les formes arquées d'autres lacs. De plus, les dislocations observées dans les formes arquées de ces nappes sont attribuables très probablement à des déplacements le long de failles. L'existence de telles failles est soulignée par l'orientation de certains lacs, dont les lacs Ostaboningue et Écarté; les deux images RADAR-SEASAT (figures 3 et 4) et les linéaments structuraux tracés sur la carte géologique et identifiés à partir des photos aériennes illustrent ce phénomène.

La partie de la nappe de Pommeroy présente dans le feuillet SNRC 31M/02 représente seulement l'extrémité nord d'une structure plus étendue d'orientation NW qui se prolonge dans la partie est du feuillet SNRC 31L au sud, comme l'indique la carte M-313 des Gîtes minéraux du Québec, feuillet North Bay, 31L (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981). Une portion importante de cette structure est bien visible sur l'image RADAR-SEASAT (figure 3).

Un examen attentif des photos aériennes (voir les linéaments sur la carte géologique) et des images RADAR-SEASAT (figures 3 et 4) aide également à identifier une série de linéaments arqués, au nord et à l'ouest de la limite de la nappe de Pommeroy montrée sur la carte géologique. Ces linéaments arqués, bien que moins prononcés, montrent une géométrie qui est presque identique à la forme de la structure de la nappe principale. De tels linéaments s'étendent presque jusqu'à la limite nord de la province de Grenville au contact avec la province du Supérieur comme le montrent les images RADAR-SEASAT (figures 3 et 4). Les cartes géologiques de Robert (1961, 1962, 1963) et de Sabourin (1960) révèlent clairement que ces linéaments arqués correspondent effectivement aux orientations lithologiques observées sur le terrain et, par conséquent, confirment hors de tout doute l'existence de ces structures arquées. Toutes ces observations impliqueraient que le chevauchement a eu une influence presque jusqu'à la limite nord de la province de Grenville.

La gneissosité et la foliation mesurées dans la majorité des roches varient de subhorizontales à faiblement inclinées sauf près des flancs des nappes où les pendages peuvent être plus abrupts (figure 5). Les pendages peuvent également être ondulants, entraînant des inversions de pendage qui s'observent même à l'intérieur d'un grand affleurement. Il y a une excellente correspondance entre les orientations lithologiques observées sur le terrain et les linéaments des images RADAR-SEASAT et des photos aériennes. Les linéations d'étirement et les linéations minérales montrent une constance remarquable dans leur orientation SE (figure 6).

PÉTROGRAPHIE

Gneiss tonalitiques (M3(I1D))

Observations de terrain

Sur le terrain, les gneiss tonalitiques et leurs équivalents migmatitiques sont les types de roches les plus dominants dans la région. Ils sont généralement finement à moyennement grenus avec une bonne texture équigranulaire à granoblastique, avec le plagioclase comme feldspath dominant ou comme le seul feldspath présent. Ils sont gris clair à gris foncé en surface fraîche et blanchâtres à gris

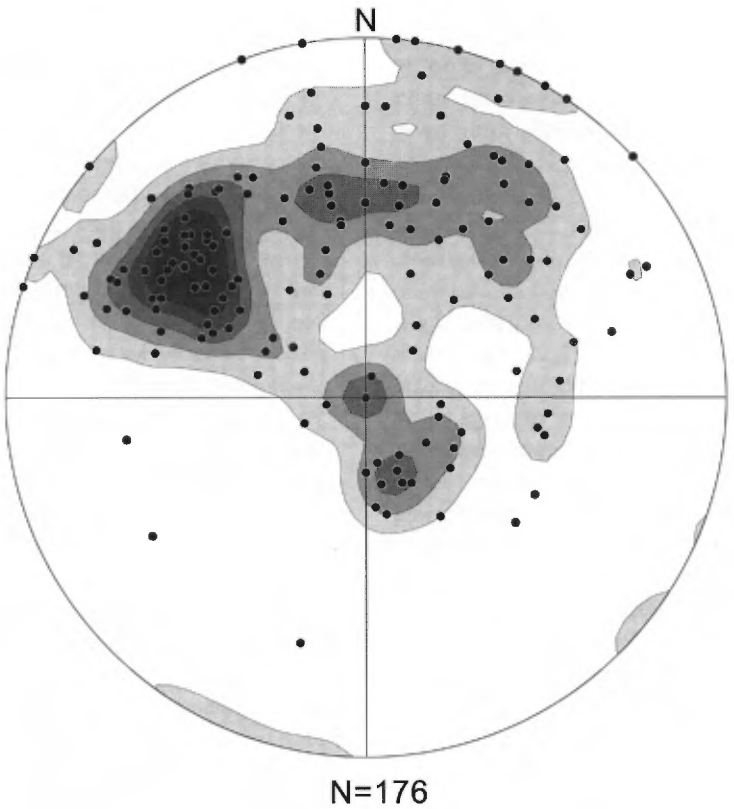


FIGURE 5 - Projections stéréographiques équiaires des pôles de structures planaires (31M/02).

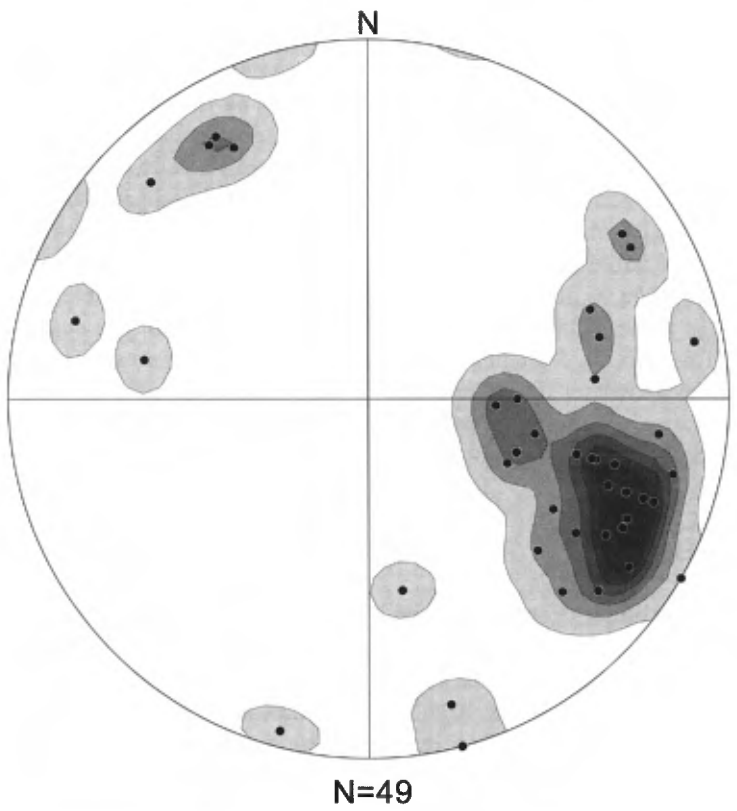


FIGURE 6 - Projections stéréographiques équiaires des linéations minérales et d'étirement (31M/02).

clair en surface altérée. La couleur de la roche est fonction de la quantité de minéraux mafiques contenus dans la roche. La hornblende et la biotite sont les minéraux mafiques les plus communs. La quantité de hornblende diminue et celle de la biotite augmente avec le degré de déformation que les gneiss ont subi. Les gneiss les plus intensément déformés sont également caractérisés par la présence de grenat qui peut être équigranulaire ou porphyroblastique. La hornblende et la biotite peuvent être d'origine ignée ou des variétés recristallisées lors du métamorphisme. Leur orientation définit une bonne foliation et leur ségrégation en bande d'épaisseur variable définit une bonne gneissosité et un rubanement tectonique. La foliation est également définie par les traînées (" *streaks* ") de minéraux mafiques. Comme mentionné précédemment dans le chapitre sur le métamorphisme, les gneiss de la région sont également caractérisés par la présence généralisée d'épidote (pistacite), de muscovite et de chlorite en quantité mineure communément associée aux principaux minéraux mafiques.

Les gneiss tonalitiques montrent des degrés de déformation variables. Les indicateurs de déformation intense dans les gneiss sont les traits mafiques (texture " *streaky* "), les rubans et lentilles de quartz, le rubanement tectonique, l'habitus tabulaire, la présence de grenat, etc.

Les gneiss tonalitiques contiennent habituellement des quantités variables de mobilisat rosé à blanchâtre et/ou des injections de matériel de composition pegmatitique-granitique parallèles à la foliation ou la recoupant. Ils peuvent varier en épaisseur de quelques millimètres à plusieurs centimètres et jusqu'à plusieurs mètres (photos 1, 2, 3a, 3b, 3c, 3d, 8a et 8b, en annexe). Lorsque ce matériel pegmatitique-granitique est constamment parallèle à la foliation, il mène au développement d'un bon rubanement migmatitique (photos 1, 2, 3b, 3c et 3d, en annexe). Le mobilisat peut être moyennement à grossièrement et même jusqu'à très grossièrement grenu, plutôt leucocrate avec des minéraux mafiques seulement en très faible quantité. Les niveaux de mobilisat contiennent fréquemment des cristaux de magnétite disséminés et des taches rougeâtres causées par la radioactivité autour de fins cristaux d'allanite. Localement, des cristaux de clinopyroxène et de sphène ont également été observés. Les niveaux de mobilisat peuvent également montrer des plis ptygmatiques (photo 3a, en annexe).

Observations des lames minces

En lames minces, les gneiss tonalitiques contiennent des plagioclases inéquigranulaires à granoblastiques comme feldspath dominant ou unique. Les plagioclases plus grossiers sont communément antiperthitiques avec des exsolutions de microcline en petites taches. Des grains de microcline en quantité mineure peuvent également être présents et, dans la plupart des cas, ils sont reliés à la présence de niveaux de mobilisat dans la roche. Le microcline peut également se retrouver en grains interstitiels dispersés. Le quartz est présent en grains xénomorphiques ou en lentilles et en rubans parallèles à la foliation. La foliation est également définie par l'alignement de la hornblende et de la biotite qui sont les principaux minéraux mafiques. Ces minéraux peuvent également former des traînées qui représentent le développement d'une bonne foliation. Les traînées de mafiques sont des agrégats de hornblende et de biotite accompagnés par d'autres minéraux mafiques tels que l'épidote, la muscovite, le sphène, la magnétite, etc. La hornblende vert olive se présente en grains grossiers ou petits, orientée aléatoirement ou nématoblastique. La biotite est généralement lépidoblastique, de couleur brun jaunâtre à verdâtre et peut montrer une chloritisation mineure. Dans les roches plus déformées, la quantité de hornblende diminue et celle de la biotite augmente, et, à ces endroits, du grenat équigranulaire à porphyroblastique, subidiomorphe à xénomorphe, peut se développer. Les grenats plus grossiers sont généralement poecilitiques avec des inclusions d'autres minéraux présents dans la roche. Des quantités variables d'épidote (pistacite) sont omniprésentes dans les gneiss. Elles se présentent en grains idiomorphes, subidiomorphes ou xénomorphes, orientés aléatoirement, aussi bien fins que grossiers, qui se superposent et remplacent la hornblende et la biotite. L'épidote est toujours poecilitique avec des inclusions de petits quartz globulaires à vermiculaires et de petites reliques de hornblende et de biotite. Elle peut être maclée et enrobe souvent un coeur d'allanite. L'allanite se présente également en grains indépendants. Quelques allanites peuvent être idiomorphes et bien zonées. De la muscovite poecilitique, orientée aléatoirement et en quantité mineure, peut se superposer et remplacer la biotite particulièrement aux extrémités. La muscovite contient des inclusions de quartz vermiculaire à globulaire similaires à celles observées dans l'épidote. Les minéraux accessoires comprennent le sphène, le zircon, l'apatite, la magnétite, la pyrite, le carbonate, etc. Le sphène forme des grains subidiomorphes à xénomorphes avec leur direction d'allongement parallèle à la foliation. Quelques sphènes peuvent avoir un peu de rutile au coeur.

La présence de staurotide sous forme de poeciloblastes et en petits grains a été observée dans une lame mince d'un gneiss tonalitique provenant d'un affleurement le long de la route forestière principale RO-814 dans la partie sud-ouest de la région. Les gros cristaux de staurotide contiennent des inclusions de plagioclase, quartz, apatite, magnétite, biotite, hornblende et zircon. La roche contient également de poeciloblastes de grenat avec inclusions de plagioclases, quartz, apatite, magnétite et rutile. Les autres minéraux mafiques sont la biotite et la hornblende.

Les niveaux de mobilisats présents dans les gneiss tonalitiques sont de couleur blanchâtre à rosâtre pâle, très leucocrates et moyennement à très grossièrement grenus. Ils contiennent également du plagioclase comme feldspath dominant, mais dans certains cas, des quantités appréciables de microcline sont également observées. Le quartz et le feldspath forment des grains xénomorphes petits et

grossiers. Ici aussi, les plagioclases plus grossiers tendent à être antiperthitiques. Les minéraux mafiques et les minéraux accessoires sont similaires à ceux observés dans les gneiss tonalitiques. Les niveaux de mobilisat peuvent également contenir des grains de magnétite disséminée qui sont bien observables en surface altérée. En certains endroits, des porphyroblastes de grenats jusqu'à 1,5 cm de diamètre sont également présents.

" Gneiss blanchâtres " (Produit de la migmatisation avancée de M3(I1D))

Dans les gneiss de plus en plus migmatisés, les reliques de gneiss tonalitique sont présentes en moindre abondance, mais restent reconnaissables par leur couleur grisâtre caractéristique. Le produit de la migmatisation avancée des gneiss tonalitiques dans la région est représenté par un " gneiss blanchâtre " leucocrate généralement avec un bon habitus tabulaire s'approchant des gneiss droits (photos 8a et 8b, en annexe). La présence de reliques de gneiss tonalitique est identifiable par des bandes floues à bien définies et par des zones avec des contacts graduels à nets avec les " gneiss blanchâtres ". La nature tabulaire de ces gneiss est le résultat d'un bon rubanement tectonique; ce rubanement se manifeste par de faibles variations dans le contenu de minéraux mafiques et par la présence de taches rougeâtres d'allanite dans certains niveaux leucocrates très pauvres en minéraux mafiques. Le grenat, la muscovite et la magnétite peuvent également être présents en plus de la hornblende, de la biotite et de l'épidote.

En lames mines, les " gneiss blanchâtres " sont plus leucocrates que les gneiss tonalitiques. Le plagioclase est encore le feldspath dominant. Le microcline se présente en petits grains interstitiels disséminés dans la roche ou en niveaux bien définis parallèles à la foliation. Le plagioclase grossier peut être antiperthitique en petites taches. La biotite poecilitique et lépidoblastique domine sur la hornblende. L'épidote, subidiomorphe à xénomorphe, petite à poeciloblastique (quelques-unes avec un cœur d'allanite) superpose et remplace la biotite et la hornblende comme dans le gneiss tonalitique. La muscovite poecilitique, en quantité mineure et orientée aléatoirement, peut superposer et remplacer la biotite. Les taches rougeâtres observées dans la roche correspondent à l'effet de la radiation autour des fins cristaux d'allanite. L'allanite peut également causer des halos pléochroïques dans la biotite. Les minéraux accessoires observés sont les mêmes que ceux dans les gneiss tonalitiques et dans les mobilisats.

Gneiss dioritiques (M3(I2J))

Les bandes de gneiss dioritiques (photos 2, 5 et 6, en annexe) sont intimement associées aux gneiss tonalitiques, mais à l'échelle actuelle de la cartographie, ils ne sont pas cartographiables en unités distinctes. Les bandes dioritiques se présentent en proportions variables et en bandes et boudins d'épaisseur variable de centimétrique à métrique. Le gneiss dioritique diffère du gneiss tonalitique par un contenu plus élevé de minéraux mafiques et ainsi par une couleur plus foncée. La hornblende est le minéral mafique principal et il peut être accompagné par de la biotite, de l'épidote, du clinopyroxène, du grenat, du sphène, de la magnétite, etc. Le minéral leucocrate est toujours le plagioclase. Le quartz peut être absent ou présent en très faible quantité.

Le gneiss dioritique peut également développer un rubanement tectonique par des variations mineures de son contenu en minéraux et parfois par la présence de niveaux de mobilisat blanchâtre millimétrique à centimétrique.

En lames minces, les gneiss dioritiques contiennent du plagioclase et de la hornblende comme minéraux principaux. La hornblende est nématoblastique et de couleur vert olive à vert bleuté. Le plagioclase forme des grains granoblastiques polygonaux. Lorsque présente, la biotite est lépidoblastique et de couleur brun jaunâtre verdâtre. Le quartz est généralement absent ou seulement présent en grains isolés en quantité mineure. Le grenat peut être subidiomorphe à xénomorphe et en petits cristaux ou poeciloblastiques; il est majoritairement présent dans les zones riches en plagioclase. La magnétite est également un minéral commun formant de petites taches associées avec les mafiques; elle peut être entourée par du sphène. Le sphène forme également des grains subidiomorphes à xénomorphes avec leur direction d'allongement parallèle à la foliation. Dans certaines lames minces, la présence de clinopyroxène est également notée. De petits cristaux d'apatite sont également caractéristiques des gneiss dioritiques. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la magnétite, le rutile, la pyrite, l'allanite, le carbonate, etc.

Les niveaux et les zones de mobilisat présent dans les gneiss dioritiques sont riches en plagioclase, grossièrement à très grossièrement grenus et leucocrates. Le contenu en quartz est variable. Dans certains cas, des grains de clinopyroxènes grossiers associés avec de la hornblende et des quantités variables de scapolite et d'épidote à grains fins à grossiers sont également présents. Ici aussi l'épidote est poecilitique et elle se superpose et remplace la hornblende et le clinopyroxène. L'épidote peut également entourer partiellement ou complètement les bordures de la scapolite, ou il peut former de petites taches dans la scapolite. La scapolite en contact avec les grains de plagioclase et de quartz possède communément une très fine couronne d'albite.

Gneiss granitiques (M6)

Les gneiss granitiques sont des roches bien foliées, rose pâle à gris-rose, moyennement à grossièrement grenues et leucocrates (photo 3, en annexe). Ils sont composés de microcline, de plagioclase et de quartz, comme minéraux leucocrates, équigranulaires à inéquigranulaires, engrenés

à granoblastiques. Le microcline prédomine généralement sur le plagioclase. Quelques microclines peuvent être finement perthitiques et quelques plagioclases plus grossiers peuvent être antiperthitiques en petites taches. Le contact entre le plagioclase et le microcline peut être marqué par une fine couronne albitique dans le plagioclase. La biotite verdâtre foncé à brun verdâtre, la hornblende vert olive, l'épidote et la muscovite sont les principaux minéraux mafiques. L'épidote se retrouve près des mafiques ou se superpose et remplace la biotite et la hornblende. La muscovite en faible quantité peut être associée avec les grains de biotite, généralement à leur extrémité. Des petits grains d'allanite se retrouvent en grains indépendants ou forment les cœurs de l'épidote. Ici aussi l'allanite produit de fines taches rougeâtres dans la roche. Des grenats fins isolés se développent majoritairement dans le plagioclase et parfois même dans le microcline. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène, l'apatite, la magnétite, etc.

Grenatite (T2,GR)

De minces bandes centimétriques de roches à grains fins riches en grenat ont été observées en certains endroits; elles sont associées aux gneiss tonalitiques rubanés résultant d'une déformation intense. Les bandes de grenatite peuvent être continues, boudinées ou même plissées en plis serrés isoclinaux de type " pli en fourreau " (photo 7, en annexe). Un bon exemple de grenatite formant un " pli en fourreau " est observé dans un affleurement dans la partie ouest du lac Pommeroy, sur la rive nord. L'étude pétrographique d'une lame mince indique que la roche est composée principalement de quartz et de grenat. Dans les parties où le grenat est moins abondant, le quartz se présente sous forme de lentilles et de rubans de dimensions variables; là où le grenat et le quartz abondent, les deux sont granoblastiques. Les grenats se présentent en cristaux subautomorphe ou xénomorphe, équigranulaires ou en agrégats de ces cristaux qui pourraient ressembler à des porphyroblastes. Ces gros grenats ont leur plus longue dimension parallèle à la foliation. La foliation dans ces roches est très bien définie par les rubans de quartz et par la biotite, de couleur orange brun, fortement lépidoblastique. Le plagioclase et le microcline sont présents seulement en rares grains isolés. Les minéraux accessoires sont : l'apatite, le zircon et l'allanite.

Veine de quartz déformée contenant de la kyanite (I1N)

Dans la partie extrême sud-ouest du lac du Bouleau, près de sa décharge, il y a des affleurements de veines de quartz laiteux possédant un débit tabulaire parallèle à une forte foliation dans la roche. Certaines surfaces sont tapissées de muscovite finement cristalline.

L'étude des lames minces révèle que la roche est principalement composée de gros grains de quartz de forme lenticulaire à rubanée. Tous ces quartz montrent une excellente extinction lamellaire serrée parallèle à la foliation définie dans la roche par les minces feuillets de muscovite fortement lépidoblastiques et par des baguettes de kyanite. La muscovite et la kyanite sont distribuées uniformément dans la roche. Cependant, cette kyanite n'est pas facilement décelable dans les échantillons dû à sa couleur blanchâtre. Mais un examen attentif avec une loupe ou sous binoculaire permet d'identifier un minéral blanchâtre en baguettes. Quelques petits grains dispersés de tourmaline bleu verdâtre sont également présents. Les minéraux accessoires sont : le zircon, la magnétite et le rutile. Les zircons sont petits et zonés. La magnétite et le rutile sont en général intimement associés.

Roches ultramafiques (I4)

Les roches ultramafiques ont été rencontrées en deux endroits dans la région : (1) un grand affleurement dans la partie est du lac Lumsden, dans le nord-ouest de la région et (2) un petit affleurement dans la partie sud-est de la région, près d'une route secondaire juste à l'est de la partie sud du lac Regenzie. Les roches ultramafiques du lac Lumsden sont à grain grossier et porphyriques. Les gros phénocristaux sont des clinopyroxènes ou des hornblendes entourés par des petits grains de clinopyroxène et hornblende résultant de la recristallisation. Quelques gros cristaux de clinopyroxène et plus rarement de hornblende contiennent des inclusions d'opaques finement disséminés dans leur cœur. Ces inclusions représentent les reliques de structures de " *schiller* " héritées d'anciens cristaux de pyroxène igné. Dans une des lames minces, une petite quantité de plagioclase intersticiel et en continuité optique a été observée. Les minéraux accessoires incluent de petits zircons zonés, sulfures, apatite, sphène et carbonates.

La roche ultramafique près du lac Regenzie est plutôt équigranulaire, à grains grossiers, composée entièrement de hornblende. Ici aussi, quelques hornblendes un peu plus grossières conservent les reliques des structures de " *schiller* ". La biotite ou la phlogopite brun orangé est présente en petits feuillets. Le clinochlore se présente en feuillets en éventail. La magnétite disséminée est le minéral accessoire.

Les roches sont dérivées de la déformation, du métamorphisme et de la recristallisation des pyroxénites ou même des péridotites.

Gabbro coronitique (I3A [KO])

On a découvert, à l'été 1997, un gabbro coronitique près d'une route forestière secondaire, entre les lacs Pommeroy et Potier. Deux lithologies distinctes sont facilement

reconnaissables à cet endroit. Plus près de la route, il y a une roche mafique gneissique, riche en grenat finement cristallin et montrant une texture tachetée. Il y a des taches mafiques et des taches plus claires. Les taches mafiques semblent être composées de pyroxène et hornblende granoblastiques finement cristallins, tandis que les taches claires contiennent des plagioclases et des grenats rougeâtres granoblastiques finement cristallins. Plus loin de la route, la roche est massive et grossièrement grenue; elle a une apparence semblable aux dykes de gabbro-diabase ordinaires. Le contact entre ces deux types de roches n'est pas observable.

La roche massive non déformée qui ressemble aux dykes de gabbro-diabase possède une texture ophitique et est composée de longues lattes de plagioclase dont les interstices sont occupés par l'olivine, le clinopyroxène et la magnétite. Les lattes de plagioclase sont caractérisées par un ennuagement causé par la présence d'inclusions extrêmement fines à finement granulaires d'un mélange de spinelle et de corindon. Les olivines sont fraîches et montrent le développement d'excellentes textures coronitiques formées par des couronnes successives d'orthopyroxène, amphibole brunâtre, amphibole verdâtre, grenat et plagioclase, autour des cœurs d'olivine. Les couronnes de grenat en contact avec les lattes de plagioclase sont en fait une croissance symplectique fine de grenat et de plagioclase. Les bordures de réaction entre l'olivine et la magnétite contiennent surtout des biotites rougeâtres et des amphiboles brunes et vertes. Le clinopyroxène forme de gros grains occupant les interstices formés par les lattes de plagioclase. La plupart des clinopyroxènes sont extrêmement ennuagés (structure de " *schiller* ") dû à la présence d'inclusions extrêmement fines d'opaques qui rendent le minéral presque noir ou très foncé, laissant seulement quelques parties où les couleurs de biréfringence des clinopyroxènes ne sont pas masquées par ces inclusions. Le clinopyroxène et les plagioclases semblent présenter un bon équilibre étant donné qu'il n'y a pratiquement pas de bordure de réaction entre ces deux minéraux; et lorsqu'il y en a une, elle est très mince. Les couronnes observées autour de la magnétite sont la biotite rougeâtre suivies d'amphibole verdâtre et finalement par une croissance symplectique finement cristalline de grenat et plagioclase. Dans certains cas, la couronne d'amphibole peut être manquante. L'apatite sous forme de longs cristaux prismatiques est un minéral accessoire commun.

Pour plus de détails concernant d'autres gabbros coronitiques de la région, le lecteur consultera Kish (1962) et Indares et Dunning (1997).

La roche mafique gneissique possède une très bonne texture granoblastique avec des cristaux polygonaux de plagioclase et de hornblende vert olive. On peut reconnaître la présence de quelques larges porphyroclastes de plagioclase. Le plagioclase montre souvent un zonage. Il n'y a pas de relique de pyroxène. Les plagioclases semblent être le site préféré pour la formation de grenat équigranulaire granoblastique. Ces grenats occupent souvent la partie médiane dans les agrégats de plagioclase. Seulement quelques grenats isolés sont observés dans les parties riches en minéraux mafiques. La biotite brunâtre à orange brunâtre, en quantité mineure, est lépidoblastique ou aléatoire. La magnétite est souvent présente dans les zones mafiques et parfois près de grenats dans les zones riches en plagioclase. L'apatite est bien répandue en gros grains dans les zones mafiques et en petits grains dans les zones riches en plagioclase.

Le tableau en page suivante montre le résultat d'analyses chimiques des éléments majeurs et des terres rares de la roche totale (pour le gabbro coronitique et pour la roche mafique gneissique). Les éléments majeurs montrent de légères variations seulement en SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3. Par contre, leur contenu en terres rares et en éléments traces est remarquablement similaire. Une telle ressemblance chimique entre ces deux types de roche et la présence des porphyroclastes de plagioclase dans la roche mafique gneissique nous portent à conclure que la roche mafique gneissique représente très probablement l'équivalent déformé et métamorphisé du gabbro coronitique.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Au cours de nos travaux de terrain, nous avons souvent remarqué la présence de pyrite-pyrrhotite disséminée dans les zones de déformation intense. La magnétite s'observe souvent sous forme de dissémination dans le mobilisat et dans les " gneiss blanchâtres ", et sous forme de petits amas dans certaines injections de granite-pegmatite. Dans la partie NW du lac aux Foins, Rive (1973b) rapporte la présence de petites amas de pyrite et chalcopyrite disséminées dans un métagabbro altéré au contact du gneiss tonalitique. La découverte, en 1957, d'uranium juste à l'est du village de Hunter's Point, au sud de la zone étudiée, a provoqué une forte activité de jalonnement dans cette partie du Témiscamingue. La minéralisation en uranium-thorium a été mentionnée dans la pegmatite, les " quartzites micacés ", la " syénite ", les " roches calcosilicatées ", etc. Cette découverte a incité le Ministère à effectuer des campagnes de cartographie géologique durant plusieurs années, jusqu'aux années 1970. Dans la région du lac Ogascanane, Rive (1973b) mentionne la présence d'indices de radioactivité dans la " syénite " affleurant sur la rive sud du lac des Loups.

Tableau : Analyse chimique en éléments majeurs et en éléments traces et terres rares de la roche totale.

COMPOSANTES ANALYSÉES / ROCHE		GABBRO CORONITIQUE	ROCHE MAFIQUE GNEISSIQUE
Éléments majeurs	SiO_2	44,7 %	42,7 %
	Al_2O_3	15,5 %	14,0 %
	Fe_2O_3	16,9 %	18,6 %
	MgO	5,26 %	5,90 %
	CaO	6,97 %	6,91 %
	Na_2O	4,07 %	3,90 %
	K_2O	1,10 %	1,06 %
	TiO_2	3,14 %	3,33 %
	MnO	0,21 %	0,23 %
	P_2O_5	1,14 %	1,25 %
	Cr_2O_3	< 1,01 %	< 0,01 %
	V_2O_5	0,07 %	0,07 %
	ZrO_2	0,01 %	0,02 %
	PAF	- 0,44 %	0,20 %
Éléments traces et terres rares	Ho	1,8 ppm	2,1 ppm
	La	36 ppm	35 ppm
	Lu	0,62 ppm	0,70 ppm
	Sm	12 ppm	13 ppm
	U	< 0,5 ppm	< 0,5 ppm
	Yb	4,2 ppm	4,4 ppm
	Ce	82 ppm	84 ppm
	Cs	0,2 ppm	0,6 ppm
	Eu	3,7 ppm	4,1 ppm
	Hf	5,5 ppm	5,4 ppm
	Nd	60 ppm	63 ppm
	Sc	22 ppm	26 ppm
	Ta	0,2 ppm	0,4 ppm
	Tb	1,4 ppm	1,5 ppm
	Th	0,40 ppm	0,27 ppm
	Tm	1,0 ppm	0,7 ppm
	Gd	13 ppm	13 ppm

CONCLUSIONS

Les travaux de cartographie géologique effectués à l'été 1997 dans la région du lac Ostaboningue ont permis d'identifier les terminaisons NW de nappes de Watson et de Pommeroy. Ces structures représentent un continuum dans les structures des nappes orientées NW et identifiées sur les images RADAR-SEASAT depuis la région de l'Outaouais en se dirigeant vers le Témiscamingue sur une distance d'environ 200 km. Tout le territoire compris entre le *Linéament de Cayamant* et la limite NW de ces nappes fait partie de la *Zone de l'avant-pays de la Ceinture centrale des métasédiments*. Les études structurales à l'aide des images RADAR-SEASAT ont joué un rôle déterminant dans l'identification de toutes ces structures et ont permis de présenter une nouvelle interprétation géologique pour ces régions.

RÉFÉRENCES

AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 744.

BAER, A.J., 1981 – Lac Simard (Ontario and Québec). *IN*: LANDSAT Images of Canada. A Geological Appraisal (Slaney, V.R., editor). Geological Survey of Canada; Paper 80-15, 102 pages.

BARLOW, A.E., 1897 – Rapport sur la géologie et les richesses naturelles de la région figurant sur les cartes des lacs Nipissingue et Témiscamingue et comprenant des portions du District de Nipissingue, Ontario, et du Comté de Pontiac, Québec. Commission géologique du Canada; Rapport annuel, Volume X, Rapport I, 322 pages. Carte 599, Lake Temiscaming Sheet, Province of Ontario and Québec, Nipissing District, Ontario and Pontiac county, Québec.

GIGUÈRE, E. – HÉBERT, R. – SHARMA, K.N.M. – CIMON, J., 1997 – Les péridotites grenvilliennes de l'ouest du Québec et leur potentiel diamantifère. *IN* : Programme et résumés, 1997 : Vers de nouvelles découvertes. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03, page 39.

HANMER, S., 1988 – Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 1049-1059.

INDARES, A. – DUNNING, G., 1997 – Coronitic metagabbro and eclogite from the Grenville Province of western Québec : interpretation of U-Pb geochronology and metamorphism. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 34, pages 891-901.

KISH, L., 1962 – Some coronites from northwest part of the Grenville sub-province, Québec. Thèse de M. Sc., Université Laval, Québec; 78 pages.

KISH, L., 1971 – Partie des cantons de Gaboury et Blondeau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 145, 30 pages.

LÉVESQUE, J. et SHARMA, K.N.M., 1994 – Études structurales à l'aide d'images Landsat-TM, RADAR-SEASAT et RADAR-aéroportées dans les régions de l'Outaouais et de la Gatineau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-10, 20 pages.

LYALL, H.B., 1959 – Région de McLachlin-Booth. Ministère des Mines, Québec; RP 391, 20 pages.

MADORE, L. – SHARMA, K.N.M. – BARRETTE, P. – BOUDREAULT, S., 1996 – Synthèse géologique de la région du lac Pythonga, Outaouais (SNRC 31K/1, 31K/2 et 31K/8). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-34, 40 pages.

MADORE, L. – SHARMA, K.N.M. – GLOBENSKY, Y. – GIGUÈRE, E., 1994 – Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge (SNRC 31F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-39, 23 pages.

RETTY, J.A., 1932 – La région du lac Ostaboning, comté de Témiscamingue. Service des Mines, Québec; rapport annuel pour l'année 1931, partie C, pages 3-16.

RIVE, M., 1970 – Géologie de la région de Rowanton-Maganasipi Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 586, 14 pages.

RIVE, M., 1972 – Géologie de la région du lac Dumoine. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 604, 23 pages.

RIVE, M., 1973a – Géologie de la région des lacs Beauchêne et Bleu. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 580, 17 pages.

RIVE, M., 1973b – Géologie de la région des lacs Ogascanane et Sairs. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 606, 16 pages.

RIVE, M., 1974 – Géologie de la région de Belleterre et du lac Bay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 270, 18 pages.

RIVE, M., 1975 – Géologie des lacs Simard, Winawiash et Décelles. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 338, 16 pages.

RIVE, M., 1977 – Région des lacs Cawasachouane et Otanabi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 491, 7 pages.

ROBERT, J.-L., 1961 – Région de Guay-Bruchési. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 459, 8 pages.

ROBERT, J.-L., 1962 – Région de Fabre-Mazenod. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 485, 9 pages.

ROBERT, J.-L., 1963 – Géologie de la région du lac Kipawa. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 502, 9 pages.

SABOURIN, R.-J.-E., 1960 – Région de Pommeroy – Bellefeuille. Ministère des Mines, Québec; RP 423, 8 pages.

SHARMA, K.N.M. – CIMON, J., 1998 – Géologie de la région du lac Duval. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-04, 19 pages.

SHARMA, K.N.M. – GIGUÈRE, E. – CIMON, J. – MADORE, L., 1995 – Les roches ultramafiques dans le Grenville de l'Outaouais : contexte tectonique et potentiel minéral. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 95-08, 10 pages.

SHARMA, K.N.M. – GIGUÈRE, E. – CIMON, J., 1998a – Géologie de la région du lac Saint-Patrice. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-12, 15 pages.

SHARMA, K.N.M. – GIGUÈRE, E. – CIMON, J., 1998b – Géologie de la région de Chalk River. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-03, 15 pages.

SHARMA, K.N.M. – HOCQ, M. – LÉVESQUE, J. – RIVE, M., 1992 – Région de Grand-Remous – Maniwaki – Danford-Lake. Excursion des Amis du Grenville au Québec (2-4 octobre, 1992), 34 pages (voir aussi le MB 93-50).

SHARMA, K.N.M. - JOBIN, E., 1999 - Géologie de la région du lac Ogascanane (SNRC 31M/01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-11, 19 pages.

SHARMA, K.N.M. – LÉVESQUE, J. – SINGHROY, V.H., 1993 – Interprétation structurale d'images RADAR-SEASAT, Outaouais et Gatineau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte non publiée à l'échelle 1 : 250 000.

WILSON, M.E., 1919 – Le comté de Timiskaming, Province de Québec. Commission géologique du Canada; Mémoire 103, 177 pages. Carte géologique 145A, 1"=12 milles, Timiskaming county, Québec.

WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 – The Grenville Province. *IN* : Variations in tectonic styles in Canada (Price, R.A. – Douglas, R.J.W., editors). Geological Association of Canada; Special Paper no 11, pages 263-334.

ANNEXE : PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Gneiss tonalitique à mobilisat lit-par-lit avec des injections de matériel granitique-pegmatitique.



PHOTO 2 - Gneiss tonalitique et dioritique fortement gneissique à droite. Affleurement à l'extrémité SE du lac Ostaboningue.









PHOTO 3a, b, c, d - Phénomènes de migmatisation du gneiss tonalitique. Notez la disposition et le degré de déformation du mobilisat ainsi que les reliques de gneiss tonalitique.

ANNEXE : PHOTOGRAPHIES (suite)



PHOTO 4 - Mylonite à protolite de pegmatite ou de granite très grossier.



PHOTO 5 - Gneiss droits à protolite de gneiss tonalitique et dioritique affleurant au lac Pommeroy.



PHOTO 6 - Gneiss droits à protolite de gneiss tonalitique et dioritique affleurant à l'extrémité SE du lac Soseginaga.



PHOTO 7 - Plis en fourreau dans une grenatite affleurant au lac Pommeroy.





PHOTO 8 a et b - "Gneiss blanchâtre" tabulaire dérivé de la migmatisation avancée des gneiss tonalitiques.

Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines