

# MB 93-04

GEOLOGIE DE LA REGION DE PRESS-CLOVA

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 de l'Énergie et des Ressources  
Service géologique du Nord-Ouest

# Géologie de la région de Press-Clova

Réjean Girard

Tyson C. Birkett

James Moorhead

Nathalie Marchildon



## SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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

Cette étude s'est effectuée en coopération avec le Centre géoscientifique de Québec et l'Institut Rensselaer Polytechnic de Troy, N.Y., U.S.A

**MB 93-04**

**1993**



# GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE PRESS-CLOVA

GIRARD R.<sup>1</sup>, BIRKETT T.C.<sup>2</sup>, MOORHEAD J.<sup>1</sup>, MARCHILDON N.<sup>3</sup>.

1: Service géologique du Nord-Ouest, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

2: Centre Géoscientifique de Québec, Commission Géologique du Canada.

3: Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, NY., USA.

---

---

## TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION . . . . .	1
LOCALISATION ET ACCÈS . . . . .	1
PHYSIOGRAPHIE . . . . .	2
TRAVAUX ANTÉRIEURS . . . . .	3
MÉTHODOLOGIE . . . . .	4
PRÉCISION ET SIGNIFICATION DES CONTACTS ENTRE LITHOFACIÈS . . . . .	5
PROVINCE DU SUPÉRIEUR . . . . .	6
LE GROUPE DE GARDEN ISLAND . . . . .	6
LA CEINTURE VOLCANIQUE DE CARPENTIER-TAVERNIER . . . . .	7
LE COMPLEXE TONALITIQUE D'ATTIC . . . . .	7
M2(I1D): GNEISS TONALITIQUE . . . . .	7
M2(2): GNEISS INTERMÉDIAIRE . . . . .	8
M16t: AMPHIBOLITE . . . . .	8
M16: AMPHIBOLITE À GRENAT ET CLINOPYROXÈNE . . . . .	8
I4A: HORNBLÉNDITE . . . . .	9
I1D: TONALITE . . . . .	9
I1B: GRANITE ET/OU GRANODIORITE . . . . .	9
LE GRANITE DE DOUSSIN . . . . .	10
DIABASE TARDIVE . . . . .	10
I3B: DIABASE . . . . .	10
GÉOLOGIE STRUCTURALE . . . . .	10
MÉTAMORPHISME . . . . .	11
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE . . . . .	11
PROVINCE DE GRENVILLE . . . . .	12
DESCRIPTION DES LITHOFACIES . . . . .	13
M2(I1D) : GNEISS TONALITIQUE . . . . .	13
M2(2) : GNEISS INTERMÉDIAIRE . . . . .	14
M2,GR : GNEISS GRENATIFÈRE . . . . .	15
M4 : PARAGNEISS . . . . .	16



M4,BO : PARAGNEISS À BIOTITE . . . . .	17
M4? : PARAGNEISS INTERMÉDIAIRE . . . . .	17
M6 : GNEISS ROSE . . . . .	18
M7 : GRANULITE . . . . .	18
M12 : QUARTZITE . . . . .	19
M14 : ROCHES CALCOSILICATÉES . . . . .	19
M16 : GNEISS MAFIQUE . . . . .	20
M16t : AMPHIBOLITE . . . . .	21
M21 : DIATEXITE . . . . .	21
I1B/I1C : GRANITE ET GRANODIORITE . . . . .	23
I1D : TONALITE et ENDERBITE . . . . .	23
I2D : SYÉNITE . . . . .	24
I3A : GABBRO . . . . .	25
I4B : PYROXÉNITE . . . . .	26
I4I : PÉRIDOTITE . . . . .	27
I3B : DIABASES ET MICRO-GABBRO . . . . .	27
1 : Micro-gabbros coronitiques . . . . .	27
2 : Diabases à texture diabasique . . . . .	28
I3O/I40 : LAMPROPHYRE . . . . .	28
STRUCTURE . . . . .	29
GÉNÉRALITÉS . . . . .	29
LE COMPLEXE DE SERPENT . . . . .	30
LE COMPLEXE TONALITIQUE DE PASCAGAMA . . . . .	31
LE BASSIN DU RÉSERVOIR GOUIN . . . . .	31
LE TERRAIN DU LAC TÉMISCAMINGUE . . . . .	32
LES GNEISS RÉGULIERS LONGEANT LE FRONT DU GRENVILLE . . . . .	32
LA STRUCTURE PLISSÉE DES LACS YSER ET YPRES . . . . .	33
LES LINÉAMENTS PHOTO-INTERPRÉTATIFS SÉCANTS DE LA RIVIERE MARQUIS . . . . .	33
DISLOCATIONS MAGNÉTIQUES SUR LE FEUILLET 32C/02. . . . .	33
STRUCTURE LOBÉE DU LAC SYNETTE. . . . .	34
STRUCTURES PLISSÉES DES LACS TINGWICK ET DES ORMEAUX. . . . .	34
CISAILLEMENT DU LAC FRITZ . . . . .	34
PLI DU LAC TOULOUSE . . . . .	34
STRUCTURE CIRCULAIRE DU LAC OLIVA. . . . .	35
LOBES PLISSÉS DES LACS CHOISEUL ET CHENEVERT . . . . .	35
PLIS DU LAC CHASSAIGNE . . . . .	35
PLI DU LAC CAVENDISH . . . . .	35
PLI DU LAC VIMY . . . . .	36
CHAPELET DE MASSIFS ULTRAMAFIQUES. . . . .	36
LE COMPLEXE DE CHOCHOCOUEANE . . . . .	36
LA CEINTURE POLYCYCLIQUE ALLOCHTONE . . . . .	37

MÉTAMORPHISME .....	37
LE COMPLEXE DE SERPENT .....	38
LE COMPLEXE TONALITIQUE DE PASCAGAMA .....	38
LE TERRAIN DU LAC TÉMISCAMINGUE .....	38
LE COMPLEXE DE CHOCHOCOUE .....	39
POLYMÉTAMORPHISME .....	40
LE FRONT DU GRENVILLE .....	40
EFFET DE LA DÉFORMATION GRENVILLIENNE SUR L'AVANT-PAYS DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR .....	42
GÉOPHYSIQUE .....	43
ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE DE MÉGISCANE .....	43
ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE .....	44
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	44
TRAVAUX ANTÉRIEURS .....	44
TRAVAUX EN COURS .....	45
INDICES MIS A JOUR PAR LA PRÉSENTE CARTOGRAPHIE .....	45
1 : ANOMALIES AURIFÈRES .....	45
2 : CHAPEAUX DE FER ASSOCIÉS AUX PARAGNEISS .....	46
3 : SULFURES DISSÉMINÉS DANS LES ROCHES MAFIQUES .....	46
4 : META-FORMATION DE FER .....	46
5 : VEINES DE QUARTZ .....	47
6 : ROCHES CALCO-SILICATÉES .....	47
7 : PEGMATITES DANS LES PARAGNEISS .....	47
8 : VERMICULITE .....	47
INDICES NON-LOCALISÉS .....	48
INDICES RAPPORTÉS PAR DES PROSPECTEURS LOCAUX NON-CONFIRMÉS PAR NOS TRAVAUX .....	48
REMERCIEMENTS .....	50
RÉFÉRENCES .....	51

HORS-TEXTE :

Cartes 1:50 000, 7 feuillets: Géologie de la région de Press - Clova -

S.N.R.C. 31N/15  
31N/16  
32B/04  
32B/05  
32C/01  
32C/02  
32C/08

## INTRODUCTION

### **LOCALISATION ET ACCÈS**

La région représentée par les présentes cartes couvre une superficie d'environ 5800 km<sup>2</sup> dans la Province du Grenville et de 730 km<sup>2</sup> dans la Province attenante du Supérieur. Localisée à l'est des municipalités de Louvicourt et de Senneterre, entre la localité de Press au nord-ouest, le dépôt Denain au sud-ouest, la localité de Clova au sud-est et le barrage Mégiscane au nord-est, elle comprend les feuillets SNRC 31N/15, 31N/16, 32B/04, 32B/05, 32C/01, 32C/08, et la demie est de 32C/02. Elle est inclus dans les comtés de l'Abitibi, Joliette, Montcalm et Pontiac.

La région inclut en totalité ou en partie 47 cantons arpentés ou numérotés: Baudin, Bernier, Bertelot, Bluies, Bongart, Bourgmont, Brécourt, Cambrai, Champrodon, Chassaigue, Crusson, Denain, Diaz, Douville, Esperey, Faillon, Festubert, Foch, Gatineau #111, #112, #113, #121, #122, #130, #131, #140, Girouard, Haig, Hanotaux, Jalobert, Jurie, Le Breton, Leigne, Lens, Logan, Noiseux, Pershing, Pétain, Poisson, Provencher, Sérigny, Trevet, Valets, Valmy, Vasson, Vimy, Ypres.

La majeure partie de la région est accessible par un dense réseau de chemins forestiers. La qualité de ces chemins est variable, ceux-ci pouvant être entretenus par les compagnies forestières, les pourvoiries, les divers usagers, ou être à l'abandon. La majorité des sentiers et chemins indiqués sur les cartes topographiques ne sont plus existants de même que la majeure partie des chemins forestiers plus récents ne sont pas indiqués sur ces cartes. Tous les chemins inventoriés lors de la cartographie ont été rapportés sur la carte géologique. La majorité des chemins forestiers sont privés.

Le nord de la région est accessible par les routes de pénétration N-806 et N-830 en partance de Senneterre. La partie est de la région est accessible par les routes de pénétration O-762 et O-751 en partance de Clova ou de Grand-Remous (route 117). L'extrême est et le nord-est est accessible via la route du Barrage Mégiscane, en partance de Clova. Le secteur ouest de la carte est accessible par divers chemins secondaires se rattachant à la route 117, dont la route du lac Machi-Manitou et celle de la rivière Chochocouane dans le Parc de La Vérendrye. La marge nord-ouest de la carte est accessible par la route joignant la localité de Press au lac Machi-Manitou. Aucune de ces routes n'est pavée.

La région est traversée d'est en ouest par le tronçon Senneterre-Hervey Jonction des Chemins de Fer Nationaux du Canada. Elle comprend les stations Press, Paradis (Doucet), Forsyth, Bolger, Dix, Gagnon, Poisson, Langlade, Rouleau, Bourgmont, Kapitachuane, Rivière Suzie, Monet, et Coquart. Ce chemin de fer est référé comme "National Transcontinental Railway" dans les anciens rapports.

La demie nord de la carte 32B-05 n'est accessible que par voie d'eau. Une mise à l'eau est possible au Club Kapitachuane sur les rivières Mégiscane et Kekek, ou au Barrage Mégiscane



sur la rivière Haute-Mégiscane, les lacs Brécourt et Riva ainsi que le Réservoir Gouin.

La région adjacente à la rivière Chochocouane (quart sud-ouest de la carte) présente des difficultés d'accès. Seule la route suivant la dite rivière jusqu'au lac Cambrai y pénètre. Les régions attenantes, bien que toujours à moins de 7 kilomètres du chemin le plus près, nécessitent un support hélicopté pour être atteintes.

## **PHYSIOGRAPHIE**

La région représente la source des rivières des Outaouais, Nottaway et St-Maurice. La ligne de partage des eaux entre ces différents bassins suit un parcours irrégulier. Celle-ci a de plus été modifiée par la construction du Barrage Mégiscane et des canaux reliant les lacs Brécourt, du Poète et le Réservoir Gouin (32B-04).

La région est drainée au nord par la rivière Mégiscane, dans laquelle se jettent les rivières Whitegoose, Berthelot, Trévet, Kekek, Attic, Canyon et Assup, et qui est elle-même un affluent de la rivière Bell puis Nottaway. La rivière Marquis draine la région centre-ouest vers le lac Machi-Manitou qui se déverse dans la rivière Bell. La portion nord-est est drainé par les rivières Suzie, Hudson et Haute Mégiscane, lesquelles se jettent dans le lac Brécourt pour être déviées vers le Réservoir Gouin et la rivière St-Maurice. Les rivières Tamarac et Camachigama drainent la portion sud-est de la région vers la rivière Gatineau et le réservoir Cabonga. Les rivières Capitachouane et Chochocouane drainent la portion sud-ouest de la région vers le Réservoir Dozois et la rivière des Outaouais.

Les lacs sont abondants et étendus pour les quarts sud-est, nord-est et nord-ouest de la région. La portion centrale et sud-ouest, par contraste, contient une multitude de petits lacs encaissés.

La région constitue un haut-plateau d'une altitude moyenne d'environ 450 mètres. Les terrains des demis nord et est sont vallonnés, aux vallées larges et montrent de faibles dénivelés (généralement moins de 100 mètres). Par contraste, la portion centre et sud-ouest de la carte (bassin des rivières Chochocouane et Marquis) est vallonnée, avec de nombreuses vallées escarpées. Les sommets y atteignent 700 mètres avec des dénivelés de l'ordre de 200 mètres. Le flanc nord-ouest de la carte (32C-02) est formé d'un escarpement correspondant à la limite du lac Ojibway-Barlow. Les terrains à l'ouest de ce front sont couverts d'une épaisse terrasse de sable et d'un essaim d'eskers. Les terrains à l'est de cet escarpement sont couverts d'un mince tapis continu de dépôt glaciaire. Les vallées les plus étendues contiennent une plaine de sable comme planché (ex.: vallée des rivières Kekek, Camachigama et Canyon).

L'écoulement glaciaire, tel que révélé par l'orientation des stries, eskers et drumlins, s'est effectué vers le sud-ouest, généralement selon un axe variant entre N045°-N060°. Le till de base est peu abondant.

La région possède un couvert forestier composé majoritairement de résineux, perturbé par plus de 50 ans de coupe intensive.

La région est considérée comme un terrain de prédilection pour la chasse (élan, ours, trappe) et la pêche (doré et brochet). Une douzaine de pourvoiries y sont actuellement en exploitation.

La région n'est habitée en permanence que par quelques familles, parsemées le long du chemin de fer et de la route de pénétration 806. Le secteur des lacs Denain, Ypres et Yser (32C-02), de même que le secteur de la ZEC Festubert (32B-04) sont en développement comme sites de villégiature.

## **TRAVAUX ANTÉRIEURS**

La région avait la particularité d'être la dernière région du Québec au sud du territoire de la Baie de James à ne jamais avoir fait l'objet d'un relevé géologique systématique. Ce fait est frappant compte-tenu de la facilité d'accès et de la proximité de camps miniers importants plus à l'est.

Les premiers travaux de reconnaissance entrepris dans la région sont ceux de Wilson (1910) et de Bancroft (1916). Ces deux rapports font état de la géologie le long du tracé du chemin de fer et de quelques lacs et rivières qui lui sont adjacents.

Une seconde série de travaux de reconnaissance a été réalisée dans les années 1930. Éperonnées par les découvertes minières dans les régions de Val d'Or et d'Opémiska, ces traverses visaient à déterminer l'extension vers l'ouest des séquences volcaniques abitibiennes. A.M. Bell (1933) a effleuré la limite ouest de la région. La même année, L.V. Bell (1933) a parcouru les rivières Chochocouane, Marquis et Attic, ainsi que quelques lignes de canton. Retty (1934) effectua des travaux similaires en partance de la Gatineau. Il parcourut les rivières Capitachouane, Camachigama, et divers lacs sur le feuillet 32B/04. Finalement, Faessler (1936) a cartographié les principaux lacs au nord du chemin de fer sur les feuillets 32B/04 et 32B/05, ainsi que le chemin d'Opémiska. La même année, Lowther (1936) a cartographié les abords de la région dans le secteur du lac Machi-Manitou.

Ces divers rapports décrivent les roches de la région comme des granites, des gneiss et des migmatites, avec ou sans grenat. Diverses informations ponctuelles provenant de ces rapports ont été compilées dans le cadre de la présente cartographie.

Charbonneau (1970, 1973), Côté (1977) et Birkett (1979, 1980) ont cartographié la région de l'anomalie aéromagnétique Mégiscane. Une partie de leurs informations a été compilée dans le secteur nord-ouest du feuillet 32B/05 et nord-est de 32C/08. De même, les travaux de reconnaissance à très grande échelle de Birkett (1981), dans la portion centrale de la région ont aussi été compilés. Finalement, les travaux de Rocheleau et al. (1987) et Lacoste et al. (1987),

qui couvrent la marge ouest du terrain (32C/02), complétèrent la compilation.

La région est totalement enclavée par des relevés géologiques effectués à diverses époques et diverses échelles. Les terrains adjacents à l'ouest qui font partie de la Province du Supérieur, ont été cartographiés originellement par A.M. Bell (1932), Lowther (1936) et Tiphane et Dawson (1950). Ces cartographies ont été remises à jour récemment à l'échelle de 1:20 000 par Rocheleau et al. (1987), Lacoste et al. (1987) et Moorhead (en préparation). Les régions au nord sont couvertes par les cartes au 1:50 000 de Bertolus (1976), Wegria et Bertolus (1975) et de Charre (1975). Otton (1978) a couvert les terrains au sud de la région à cette même échelle. Les cartes au 1:250 000 de Laurin (1965) et Wynne-Edwards et al. (1966) couvrent respectivement le Réservoir Gouin à l'est et l'encart sud-est. Le tableau 1 fournit les équivalences entre les noms de lithofaciès utilisés par ces différents auteurs et le présent rapport.

TABLEAU 1

Girard 1991	Bertolus76	Wegria&B.75	Charre75	Laurin65	Wynne-E66	Otton78	Lacoste87
I1B		5	7				
I1D		4B,4D	3	4	7B		4
I2D					20	6,5	
I3A					15		
I3B pré-grenv.				5			
I3B post-grenv.		6B,6C	5		9	22	
M2(I1D)	4C	4	4,3A	4,7B	1,2	3,4	M1BO,M1AM
M2(2)		4	4	4		3	
M4,M21				4,3	2A	1,2	M4,M1BO,M9
M6						5	
M7						10	
M12			3B				
M16				6,4			M8
M16a		2	2,4B,4C	2			

## MÉTHODOLOGIE

Une cartographie de reconnaissance de la région a été effectuée en 1989-90 par le Centre Géoscientifique de Québec (Commission Géologique du Canada; Birkett et al. 1991) dans le but d'encadrer diverses études thématiques (Marchildon, en préparation; Laflèche, en préparation) et d'établir le potentiel minéral de la région. Les principaux chemins d'accès furent alors parcourus.

Suite à une entente entre le Service géologique de Nord-Ouest (Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec) et le CGQ, la cartographie systématique à l'échelle de 1:250 000 (traverses espacées de 5 kilomètres) de la région a été complétée conjointement à l'été 1991 (Birkett et al. 1992, Girard et al., 1991). Pour permettre de rendre compte de la complexité des lithofaciès présents, et compte tenu de la densité des informations dans certains secteurs, des cartes de données brutes sont ici publiées à l'échelle de 1:50 000. En aucun cas ces cartes ne doivent être considérées comme des levés au 1:50 000.

La quasi totalité des chemins forestiers et divers autres sentiers de la région ont été parcourus, en véhicule tout-terrain ou camion. La voie de chemin de fer entre Press et Coquart a été marchée. Tout le secteur nord du feuillet 32B/05, ainsi que les lacs Amyot, Angéline, Attic, Bouillet, Camachigama, Cambrai, Capitachouane, Chassaïne, Chênevert, Choiseul, Couillard, Darbit, des Cinq Mille, Girouard, Goodman, Hazelwood, Maude, Moore, Obabcata, Octavie, Péronne, Serpent, Suzie, Tamarac, Ypres, Yser, ainsi que les lacs du ruisseau Canyon ont été canotés. Des secteurs inaccessibles furent aussi atteints par la descente en canoë des rivières Capitachouane et Chochocouane dont l'auteur garde un souvenir mouvementé. Les secteurs inaccessibles entourant la rivière Chochocouane (31N/15, 32C/01 et 32C/02) ont été couverts par saute-mouton avec un hélicoptère. Les affleurements repérés mais non visités lors de ce survol sont indiqués sur la carte (x?).

Aucune traverse systématique n'a été effectuée à pied. Les secteurs ne possédant pas les accès nécessaires pour y effectuer des traverses ayant l'espacement maximal requis, furent laissés avec la mention "aucune information". Ces secteurs sont abondants dans le sud de la région (31N/15 et 31N/16) ainsi que dans la portion est de 32C/08 et ouest de 32B/05.

Un total de 4000 affleurements ont été visités, dont 2700 décrits. De ceux-ci, environ 700 proviennent des travaux réalisés en 1989-90, et moins de 2% proviennent de la compilation des autres travaux. Plus de la moitié des affleurements ont été décrits par l'auteur principal qui a de plus revisité 60% des affleurements décrits au cours des saisons 1989-90. Toutefois, compte-tenu que les lithofaciès discriminés par la présente cartographie diffèrent de ceux utilisés au cours des étés 1989-90 (principalement entre les différents faciès quartzo-feldspathiques), des erreurs d'interprétation sont possibles, dont la responsabilité est imputable à l'auteur principal. Ce genre d'erreur est particulièrement probable dans les feuillets 31N/15 et 31N/16, qui sont de plus les moins affleurants.

La légende utilisée dans le cadre du projet est la légende générale du MERQ version 1991 (Sharma et al. 1991). Diverses modifications mineures furent toutefois apportées.

L'ensemble des données a été numérisé sur Lotus 123<sup>™</sup> et D-Base<sup>™</sup>. La carte a été dessinée à l'aide du système Sigéom du MERQ, opérant sur Intergraph Microstation<sup>™</sup>. La carte et les bases de données sont disponibles sous forme numérique au SGNO. Dans cette optique, le présent projet a constitué un projet pilote. Des remerciements spéciaux vont à M. D. Racicot et Mme J. Rioux, informaticiens au SGNO.

## **PRÉCISION ET SIGNIFICATION DES CONTACTS ENTRE LITHOFACIÈS**

La majorité des affleurements comprennent plus d'un lithofaciès. Par conséquent, les champs délimités sur les cartes représentent les secteurs ayant le maximum de probabilité de contenir en dominance le lithofaciès indiqué. Les lithofaciès secondaires sont indiqués, généralement avec leur proportion, dans les libellés attachés à chacun des affleurements. Les textures, structures et minéraux particuliers sont indiqués de la même façon. Les champs

délimités indiquent à certains endroits le lithofaciès secondaire plutôt que celui principal, si celui-ci est d'un intérêt particulier, ou si cela entraîne une simplification sans équivoque de la carte. La largeur de certains rubans est exagérée de façon à les rendre visible sur la carte.

La continuité des rubans des différents lithofaciès et leur interpolation entre des affleurements distancés peuvent suggérer que la carte soit sur-interprétée. Toutefois, une telle sur-interprétation est nécessaire de façon à mettre en évidence l'hétérogénéité des lithofaciès ainsi que le grain tectonique de la région. La continuité des rubans est mise en lumière par la présence de quelques horizons repères (ex. M4?) qui ont été suivis avec confiance sur de grandes distances. Le grain tectonique de la région, et de ce fait l'orientation des lithofaciès, a été établi par la compilation des trajectoires de schistosité (+/- 5000 mesures), des cartes du gradient aéromagnétique vertical calculé, et des linéaments d'enveloppes lithologiques tirés de la photo-interprétation et de l'imagerie Landsat. L'étendue de certains lithofaciès est établie, dans les secteurs pauvres en affleurements, avec l'aide des cartes du champ aéromagnétique total. En règle générale, les crêtes magnétiques correspondent à des massifs de tonalites (I1D) ou de gneiss tonalitiques (M2(I1D)) et les creux magnétiques à des paragneiss (M4). Ces lithofaciès sont ceux qui furent utilisés par défaut respectivement à la valeur du champ magnétique.

Environ 400 colorations au cobaltinitrite de sodium ont été effectuées pour permettre une évaluation visuelle de la quantité de feldspath potassique. Un examen sommaire au microscope d'environ 200 sections minces a aussi été effectué.

## **PROVINCE DU SUPÉRIEUR**

La portion de la carte couvrant la Province du Supérieur, contrairement à la portion dans la Province de Grenville, est divisée en ensembles stratigraphiques ou lithodémiques. Quatre ensembles sont distingués, soit du sud vers le nord, le Groupe de Garden Island, la Ceinture volcanique de Carpentier-Tavernier, le Complexe tonalitique d'Attic et le Granite de Doussin.

### **LE GROUPE DE GARDEN ISLAND**

Le Groupe de Garden Island, compilé de Rocheleau et al. (1987), se compose de grauwackes (S3) et de leurs équivalents métamorphiques migmatisés à biotite et grenat. Ce groupe forme un ruban de quelques kilomètres de large coincé entre les ceintures volcaniques de Carpentier-Tavernier et de La Motte-Vassan. Dans les coins nord-ouest de 31N/15 et sud-ouest de 32C/02, où il est présent, le groupe ceinture le Batholite de Pershing pour joindre vers le sud le Groupe de Trivio, de composition similaire. De nombreuses complexités structurales sont rapportées dans le secteur, de même qu'une augmentation progressive du grade de métamorphisme en s'approchant du Front de Grenville (Berclaz, en préparation). Un plissement tardif parallèle au front NE-SO se superpose à un plissement plus ancien ONO-ESE (A.M.Bell, 1933; Marquis 1983).

## **LA CEINTURE VOLCANIQUE DE CARPENTIER-TAVERNIER**

La ceinture de Carpentier-Tavernier, compilé de Moorhead (en préparation) et Rocheleau et al. (1987), se compose d'empilements volcaniques mafiques (V3B) à intermédiaires (V2) à textures diverses appartenant au Groupe d'Harricana. Ces volcanites présentent une schistosité majeure alignée parallèle à la ceinture, soit NO-SE. Elles sont métamorphosées en schistes à chlorite et actinote, et passent l'isograde du grenat en s'approchant du Front de Grenville.

## **LE COMPLEXE TONALITIQUE D'ATTIC**

Les gneiss tonalitiques au nord-est des volcanites de la ceinture de Carpentier-Tavernier sont ici définis comme le Complexe tonalitique d'Attic. Ce complexe est bordé par cette ceinture au sud-ouest, au sud-est par le Front du Grenville et au nord-ouest par le Granite de Doussin. Ses limites au nord (Bertolus et Wegria, 1975; Charre, 1975) et à l'ouest (Bertolus 1976) ne sont pas établies. Son nom provient de sa nature composite, de sa composition globale tonalitique et du fait qu'il comprend la totalité du cours de la rivière Attic entre le lac du même nom et la rivière Mégiscane.

Le Complexe tonalitique d'Attic se compose de gneiss tonalitiques M2(I1D) injectés de feuillets de tonalite foliée (I1D). Il est recoupé, apparemment en son sommet, par le granite de Doussin (I1B). Les roches présentes à l'intérieur de ce Complexe, cartographiées dans le cadre du projet, sont décrites dans un ordre tectonostratigraphique.

### **M2(I1D): GNEISS TONALITIQUE**

Les gneiss tonalitiques se présentent comme roches grises en surface fraîche et blanchâtre en surface altérée, rosâtres en de nombreux endroits à la suite d'une hématitisation. Ces gneiss sont leucocrates à hololeucocrates (indice de coloration IC=5-25%) avec une paragenèse à plagioclase, quartz, biotite, +/- hornblende, magnétite, feldspath potassique interstitiel, épidote (magmatique?) et allanite. Ils présentent une texture généralement rubanée ou foliée avec une granulométrie homogranulaire variant de 1 à 5 millimètres. De rares cristaux porphyriques (<1 cm) de feldspath sont présents. Une texture nébulitique, de diatexite à grain grossier ou en filet est commune. Des enclaves et rubans d'amphibolite à hornblende, clinopyroxène et plagioclase sont localement abondants. Ces rubans, d'épaisseur décimétrique, constituent en général moins de 10% de la roche. Du matériel pegmatitique ou aplitique blanc forme en moyenne 10% de veines et veinules concordantes à sub-concordantes. Les filons sécants de granitoïde ou de pegmatite roses sont rares.

Les gneiss couvrent la partie centrale et sud-ouest du feuillet 32C/08 et le coin nord-ouest de 32C-01. L'origine de ces gneiss est diverse. Cependant, les textures de diatexite et en filet, de même que la présence de ces gneiss en enclaves dans des tonalites intrusives suggèrent que ces gneiss pourraient représenter des vestiges d'un socle plus ancien que les intrusions

tonalitiques et que les ceintures de roches vertes. Ces roches sont atypiques des massifs tonalitiques de la sous-Province de l'Abitibi.

#### M2(2): GNEISS INTERMÉDIAIRE

Des gneiss, gris moyen en surface altérée et gris verdâtre en surface fraîche, forment des lentilles indistinctes dans les gneiss tonalitiques M2(I1D). Ces gneiss sont mésocrates (IC=15-40%) à plagioclase, hornblende, quartz et biotite. Ils possèdent une composition s'apparentant à une mélatonalite, une quartz-diorite ou une diorite. La granulométrie est homogrenulaire moyenne (1-2 mm). Ils présentent en règle générale une texture rubanée, pouvant varier de foliée ou massive à hétérogène.

#### M16t: AMPHIBOLITE

Les amphibolites sont des roches vert foncé en surface fraîche et altérée qui forment des rubans, enclaves et petits massifs à l'intérieur des gneiss tonalitiques M2(I1D) et des tonalites I1D. Ces roches se composent de quantité comparable de plagioclase et de hornblende verte ou d'ouralite (ic=40-70%), accompagnées de quantités mineures de quartz, oxydes, épidote et sphène. Elles sont homogrenulaires à grain fin à moyen (<1-2mm). Elles présentent généralement une composition homogène à l'échelle de l'affleurement, avec une texture massive, schistosée ou foliée. Une texture rubanée est présente localement lorsque ce lithofaciès est intercalé dans des gneiss tonalitiques M2(I1D). La nature boudinée, tordue ou bréchiée des enclaves d'amphibolites dans les gneiss témoigne de l'intensité de la déformation qui a affecté ces roches, laquelle n'est généralement pas visible en l'absence de lithofaciès montrant un contraste de viscosité. L'origine de ces amphibolites est incertaine : elles peuvent aussi bien représenter d'anciennes phases intrusives (différenciées ou filonniennes) ou des niveaux de restite ou le produit d'une différenciation magmatique des tonalites.

#### M16: AMPHIBOLITE À GRENAT ET CLINOPYROXÈNE

Un niveau d'épaisseur décimétrique d'amphibolite montrant une paragenèse à hornblende, plagioclase, clinopyroxène et grenat est présent entre des gneiss tonalitiques M2(I1D) et des tonalites I1D au centre du feuillet 32C/08. De petits lambeaux isolés sont présents dans la tonalite I1D au sud de la localité de Press (32C/02). Ces amphibolites sont plus hétérogènes que les amphibolites sans grenat M16t. Elles sont atypiques des suites tonalitiques, et leur origine est inconnue. Des roches semblables M16 dans la Province du Grenville sont interprétées comme des métavolcanites mafiques.

#### I4A: HORNBLENDITE

Une petite masse de hornblendite (2 affleurements) est présente dans les gneiss tonalitiques près du lac aux Loups, où elle forme des buttes arrondies. C'est une roche noire, massive et grenue, localement à texture d'agmatite. Elle se compose essentiellement d'ouralite fibreuse, de hornblende noire et possiblement de clinopyroxène. Les fragments de hornblendite sont injectés d'abondants (10%) filons d'aplite tonalitique ou plagioclasique. Des enclaves d'hornblendite apparaissent ici et là dans les gneiss tonalitiques M2(I1D) ou en association avec les amphibolites M16t, elles sont souvent interprétées comme des cumulats à l'intérieur d'un magma tonalitique.

#### I1D: TONALITE

La tonalite (ou trondhjémite) I1D est une roche gris pâle à blanc rosé. Ce lithofaciès forme une masse homogène couvrant le secteur de Press, ainsi que plusieurs niveaux dans la moitié nord de 32C/08. Leucocrate à hololeucocrate (IC<10%), il présente une paragenèse à plagioclase sodique, quartz, biotite, avec des traces d'épidote et d'allanite (magmatique?). De granulométrie moyenne (1-2 mm) et homogranulaire à microporphyrrique en plagioclase, la roche montre une texture foliée régulière. Une texture poecilitique (oïkocristique) en hornblende de 1 cm est localement préservée. Cette texture est semblable à celle observée dans les tonalites du Complexe d'Ashuanipi (Percival, 1991).

De 5 à 10% de veines de composition granitique (microcline > plagioclase) roses à grain grossier se présentent concordantes à la foliation. Des enclaves de gneiss tonalitiques M2(I1D) flottent localement dans la tonalite qui peut aussi passer à ces gneiss M2(I1D) avec le développement d'un rubanement. L'origine de ces tonalites est interprétée comme intrusive. La discrimination entre les tonalites I1D et les gneiss tonalitiques M2(I1D) repose sur l'absence d'un rubanement ou d'hétérogénéité de composition et l'absence de hornblende dans les premières, et la nature hétérogène des seconds. Toutefois, cette distinction est arbitraire et les contacts sur la carte sont imprécis. Ceci explique pourquoi les autres travaux dans la région ne discriminèrent pas ces deux lithofaciès (Bertolus 1976; Bertolus et Wegria, 1975; Charre 1975).

#### I1B: GRANITE ET/OU GRANODIORITE

Trois lentilles de leuco-granitoïde rose à biotite et magnétite sont aussi présentes plus à l'ouest, près du lac Valmy (32C/08). La composition de ces roches varie d'une granodiorite à un granite, hololeucocrate à leucocrate. Elles sont foliées à gneissiques, localement massives à texture aplitique. Les relations avec les roches adjacentes ne sont pas connues.



## **LE GRANITE DE DOUSSIN**

Le Granite de Doussin (I1B), dans le coin nord-ouest de la carte, appartient à une immense masse intrusive adjacente à la région (Bertolus, 1976; Bertolus et Wegria, 1975; Avramtchev et Lebel-Drolet, 1979). Le nom ici proposé tient de la composition de la roche et du nom du canton situé en son centre.

Cette roche présente en proportions égales, du quartz, du plagioclase et du feldspath potassique plus de faibles quantités de biotite et de magnétite. Elle varie de grain fin à grossier, avec une texture homogranulaire, homogène et massive, localement foliée ou nébulitique. Des enclaves de gneiss tonalitiques M2(I1D) et d'amphibolites M16 sont présentes en proportions variables. Ce granite est en contact faillé, le long de la faille du Lac Faillon, avec les gneiss adjacents.

## **DIABASE TARDIVE**

### **I3B: DIABASE**

Une anomalie aéromagnétique linéaire, orientée N040° et recoupant le grain tectonique le long de l'axe du lac aux Loups, est interprétée comme étant la signature d'un dyke de diabase tardif. Cette anomalie est similaire à celle associée au filon du lac de la Lochetière plus à l'ouest (Bertolus, 1976). Deux autres anomalies, moins prononcées et orientées N090°, sont aussi présentes dans la portion sud de 32C-08 et interprétées de la même façon. Elles sont la prolongation d'un filon observé par Bertolus (1976).

## **GÉOLOGIE STRUCTURALE**

Les roches du Complexe tonalitique d'Attic montrent une foliation, une schistosité ou un rubanement suivant une direction N090° à N135°, qui correspond au grain tectonique Kénoranien de la région. Cette foliation pente modérément à abruptement vers le nord ou le sud. La foliation est associée à une linéation minérale, d'étirement ou d'axe de pli mésostructurale qui plonge modérément vers l'est (N090°/20°).

A proximité du Front du Grenville, la foliation s'oriente parallèlement à celui-ci (N045°). Le pendage est variablement vers le NO ou le SE. Cette foliation est particulièrement bien développée dans la tonalite I1D au sud de Press (32C/02). Cette foliation ne semble pas se superposer ou transposer une foliation plus ancienne orientée selon le grain kénoranien. Il serait hasardeux de lui attribuer un âge grenvillien.

L'alternance de foliation inclinée vers le NE et vers le SO suggère la présence de plissement parallèlement à cette foliation. Un antiforme régional semble arquer les gneiss au

centre du feuillet 32C/08, tel que mis en évidence par la fermeture périclinale dans le secteur du lac Maude. Une ondulation d'amplitude régionale, interprétée comme de deuxième phase, est la cause d'une virgation du grain tectonique de N090° à N135° au nord de la carte 32C/08.

Trois failles épizonales sont la cause de linéaments orientés N030°, espacés régulièrement aux 7.5 kilomètres. La faille du lac Valmy suit l'axe de ce lac, pour se poursuivre dans les lacs Couillard, Leigne, Valmy et la rivière Bertelot. Elle est tronquée au sud par le Front du Grenville. Un déplacement apparent senestre de 2 kilomètres est suggéré pour sa portion sud par le décalage de l'anomalie aéromagnétique linéaire est-ouest associée aux filons de diabase I3B. La faille du ruisseau Canyon suit les lacs en chapelet définissant ce ruisseau, ainsi que les lacs aux Loups et Girouard. Cette faille est adjacente et parallèle au filon de diabase I3B causant l'anomalie magnétique linéaire. Finalement, la faille du lac Faillon (Bertolus, 1976) qui a été empruntée par le parcours de la rivière Mégiscane, juxtapose dans notre région le Granite de Doussin I1B avec le Complexe tonalitique d'Attic. Ces failles sont la cause du développement d'un rubanement tectonique ou d'un clivage espacé qui leur est parallèle. De nombreuses veines de quartz et d'épidote, ainsi qu'une intense altération en damourite, hématite, épidote et chlorite sont présentes en périphérie des zones faillées. Le linéament du lac Maude, parallèle à l'est de la faille du lac Valmy ne présente aucune évidence de fracturation.

L'analyse de l'imagerie landsat révèle un patron de fracturation en mosaïque typique des régions cratoniques.

## **MÉTAMORPHISME**

La texture diatexitique des gneiss tonalitiques M2(I1D) du Complexe d'Attic suggère un métamorphisme extrême. Les amphibolites M16 dans ce complexe montrent un assemblage à hornblende-clinopyroxène-grenat-plagioclase, ce qui suggère un métamorphisme élevé à haute pression, au faciès des amphibolites supérieurs, possiblement des granulites. Les tonalites I1D intrusives dans le Complexe d'Attic possèdent une paragenèse à biotite, hornblende et épidote, qui est typique du faciès des amphibolites à épidote. L'altération associée avec les failles du lac Valmy, du ruisseau Canyon et du lac Faillon suggère que ces failles étaient actives dans un milieu soumis aux conditions de la zone des schistes verts, lors d'un événement de rétro-métamorphisme tardif.

## **GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE**

Les différents indices et gisements des groupes de Garden Island et de Harricana sont décrits dans Rocheleau et al. (1987) et Moorhead (1991, en préparation).

Aucun indice ne fut trouvé associé au Complexe tonalitique d'Attic. Seules les altérations associées aux failles de Faillon, Canyon et Attic pourraient justifier des travaux

d'exploration pour les gîtes d'or filonien.

## PROVINCE DE GRENVILLE

Les roches de la Province de Grenville sont des gneiss de composition hétérogène et diverse. Quatre ensembles lithodémiques aux limites imprécises sont délimités, soit:

A : au nord de la latitude 47°25', un ensemble à dominance tonalitique semblable au Complexe d'Attic référé de façon informelle comme le Complexe de Pascagama;

B : au sud de la latitude 47°20', un ensemble à dominance de paragneiss, semblables à ceux du terrain du lac Témiscamingue (Indarès et Martignole, 1989) et référé de ce nom;

C : le Complexe de Serpent, coïncé entre ces deux derniers ensembles, est un assemblage de gneiss mafiques et tonalitiques;

D : et le Complexe de Chochocouane qui est un assemblage à dominance de granulite dans le sud de la carte.

E : le terrain allochtone polycyclique effleure la région dans le coin sud-est.

Ces différents assemblages comprennent des proportions variables des différentes lithologies décrites dans les paragraphes qui suivent. Les proportions des divers lithofaciès sont résumées au tableau 2:

Tableau 2 : Proportion des lithofaciès dans les ensembles lithodémiques grenvilliens.

Toutes ces proportions sont des estimations visuelles.

	M2(I1D)	M2(2)	M4	M4,BO	M4?	M6	M7	M12	M14	M16	M16t	M21	ΣCN <sup>3</sup>
Complexe d'Attic <sup>1</sup>	40	2	0	0	0	0	0	0	0	1	5	0	99
Complexe de Pascagama	50	2	2	0	0	2	0	0	0	5	10	0	93
Complexe de Serpent	30	2	15	0	0	0	0	?	<1	30	14	5	48
Terrain de Témiscamingue	18	1	45	1	1	<1	0	<1	<1	16	1	12	15
Complexe de Chochocouane	30	2	12	0	0	?	40	?	0	2	0	3	?
Terrain allochtone <sup>2</sup>	X	X	X			XX							?
	I1B	I1D	I1G	I1Gr	I2D	I3A	I3Bpré	I3Bpost	I4A	I4B	I4I	I4O	ΣCI <sup>4</sup>
Complexe d'Attic <sup>1</sup>	10	38	2	<1	0	0	0	1	1	0	0	0	1
Complexe de Pascagama	2	21	2	1	0	2	<1	1	0	0	0	0	7
Complexe de Serpent	0	2	1	0	0	0	<1	1	<1	0	0	<1	52
Terrain de Témiscamingue	1	1	1	<1	0	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	85
Complexe de Chochocouane	?	0	2	0	2	5	1	0	0	<1	0	0	?
Terrain allochtone <sup>2</sup>	XX				20								?

<sup>1</sup>: Province du Supérieur, fourni à titre indicatif

<sup>2</sup>: Estimation des proportions impossible

<sup>3</sup>: Proportion des roches interprétées comme appartenant aux suite intrusives.

<sup>4</sup>: Proportion des roches interprétées comme originellement supracrustales.

## **DESCRIPTION DES LITHOFACIES**

### **M2(I1D) : GNEISS TONALITIQUE**

Les gneiss tonalitiques forment deux assemblages aux textures distinctes, soit au nord de la région, où ils dominent (50%), et au sud de la région où ils sont intercalés (20%) dans les séquences paragneissiques.

Les gneiss tonalitiques du Complexe de Pascagama au nord de la latitude 47°25' sont semblables en terme de texture, de composition et d'assemblage minéral avec les gneiss du Complexe d'Attic. Ce sont des roches grises à blanches en surface altérée, et grises à verdâtres en surface fraîche. Un faciès leucocrate (ic=0-10%) présente un assemblage à plagioclase, quartz et biotite, alors que la hornblende verte et l'épidote sont aussi présentes dans un faciès mésocrate (ic=10-20%). Des roches de teinte rosée suggèrent la présence locale de feldspaths potassiques I1C/I1B.

Ces gneiss sont foliés à rubanés, localement nébulitiques ou à texture de diatexites hétérogènes. La granulométrie varie de fine à grossière (<1mm à 3mm) et n'est jamais porphyrique. Des veines et rubans d'aplo-tonalites et de pegmatites blanches I1G forment en moyenne 10% du gneiss, bien que la roche en soit fréquemment dépourvue. De même, des veines aplitiques I1Gr concordantes de teinte rose, de composition variant entre une tonalite et un granite, sont abondantes sur certains affleurements. Les enclaves et rubans d'amphibolites M16t y flottent en proportions variables. Aucune enclave de paragneiss M4 n'est notée dans ces roches.

Un faciès particulier M2(I1D)m est discriminé dans le secteur du lac Bernier (nord-est de 32B/05). Ce faciès est massif à folié, localement rubané, à texture saccharoïde (<1 mm), de composition homogène et présente 10% à 15% de biotite et de hornblende. Une patine d'altération chamois le caractérise.

Les gneiss tonalitiques M2(I1D) forment des massifs d'épaisseur kilométrique. Ils sont associés aux gneiss intermédiaires M2(2), aux tonalites I1D et à des masses d'amphibolites M16t et de gabbro I3A. Dans le Complexe de Serpent, ces gneiss s'associent principalement avec des amphibolites M16t, des gneiss mafiques M16 et dans une moindre mesure avec des paragneiss M4.

Les gneiss tonalitiques dans la portion centrale et sud de la région appartenant au Terrain du lac Témiscamingue forment des niveaux ou des massifs allongés selon le grain tectonique, variant entre quelques mètres et plusieurs kilomètres de longueur. Ce sont des roches généralement grises à légèrement rosées, montrant un assemblage à plagioclase sodique, quartz, biotite et, selon les cas à feldspath potassique interstitiel, mésopertites, hornblende, grenat, épidote ou hypersthène. Une coloration verdâtre en surface fraîche est localement visible, indiquant une composition d'enderbite et un faciès métamorphique des granulites. L'indice de

coloration moyen est de 10%, alors qu'il peut varier entre 0 et 25%. La texture est généralement rubanée, mais peut varier entre massive, homogène, nébulitique, foliée, en filet, bréchique, mylonitique, avec une granulométrie variant de fine à pegmatitique et de homogranulaire à porphyroclastique. La texture porphyrique des feldspaths est atypique. Ces gneiss sont caractérisés par leur hétérogénéité de composition et de texture. La texture diatexitique qui caractérise les gneiss tonalitiques du Complexe d'Attic n'est pas présente.

De nombreux lithofaciès secondaires sont associés à ces gneiss. Des lentilles des gneiss rosés à feldspath potassique y sont dispersées. Les pegmatites à biotite IIG et aplo-tonalites en filon, filets ou amas sont localement abondantes. De plus, ces gneiss contiennent, en proportion variable, des veines et des masses diffuses de tonalite IID. Des amas, rubans ou enclaves d'amphibolite à hornblende, plagioclase, +/- clinopyroxène leur sont associés de façon typique. Ces amphibolites constituent entre 0 et 50% du gneiss. Des gneiss intermédiaires M2(2) forment des rubans, des amas ou des passées mésocrates dans ces gneiss. Ces gneiss forment aussi des faciès mineurs dans de nombreux autres lithofaciès, où ils se retrouvent sous forme de lentilles, lambeaux tectoniques et injections.

Ces gneiss forment une association spatiale avec les tonalites IID et les amphibolites M16t et pourrait appartenir à une même suite magmatique. Celle-ci contraste avec l'association formée par les roches d'affiliation supracrustale dominée par les paragneiss M4 et les gneiss mafiques M16.

Les gneiss tonalitiques se distinguent des tonalites par leur hétérogénéité de composition et la présence d'un rubanement ou d'hétérogénéité de texture. Ils se distinguent des gneiss intermédiaires par leur indice de coloration inférieur à 20%. Ils se distinguent des paragneiss M4 par l'absence de migmatisation, la présence locale de hornblende, leur indice de coloration plus faible, la proportion de grenat qui ne dépasse pas 5%, et l'absence de la patine rouille due à l'altération de la pyrrhotite.

L'origine de ces gneiss est diverse. Ils représentent en partie des orthogneiss provenant du rubanement de masses de tonalite (ex. la masse situé dans le secteur du lac Otis au sud-est de 32C/01), en partie des paragneiss générés soit par le métamorphisme des grauwackes (ex. (?) la masse dans le secteur du lac du Radeau au sud-ouest de 32B/05), soit par la déformation et le métamorphisme de volcanites acides et des intrusions épicrostales associés (ex. la masse dans le secteur du lac Odilon, au centre de 32C/01). Par contre dans beaucoup de cas il devient hasardeux de se prononcer sur le protolite de ces gneiss.

## M2(2) : GNEISS INTERMÉDIAIRE

Les gneiss intermédiaires sont des roches de composition et apparence très diverses, généralement associées avec les gneiss mafiques M16 ou les gneiss tonalitiques M2(IID) sur la carte. Ubiquistes, elles forment moins de 2% de l'ensemble de la région. Ces roches varient de blanches à vertes, généralement gris moyen. Elles sont caractérisées par la dominance (>60%)

du plagioclase. Elles possèdent des proportions variables de quartz, hornblende, biotite, clinopyroxène et grenat, avec un indice de coloration variant entre 15 et 50%. La proportion de ces différentes phases et la texture de la roche permet de subdiviser le lithofaciès, suivant le tableau 3. Ces différents sous-faciès peuvent tous être gneissique M2(...). Ils ne sont habituellement pas discriminés sur les cartes.

TABLEAU 3 : Proportions minérales moyennes des différents gneiss intermédiaires

sous-lithofaciès		PG	QZ	HB	BO	CX	GR	ic
Méla-tonalite	I1Dm	60	20	10	10	tr	tr	15-30
Quartz Diorite	I2I	65	10	15	10	tr	tr	20-40
Diorite	12J	75	tr	20	5	tr	tr	25-40
Leuco-Gabbro	I3A1	70	tr	30	tr	tr	tr	25-40
Leuco-Amphibolite	M16l	65	tr	35	tr	tr	tr	30-50
Leuco-Gneiss mafiques	M16l	65	tr	15	tr	10	10	30-50
Anorthosite	I3G	90	--	10	--	tr	--	0-15

Les gneiss intermédiaires présentent des textures variées. Les sous-faciès associés avec les gneiss tonalitiques M2(I1D), à savoir la méla-tonalite, la diorite quartzifère et la diorite, sont généralement homogènes et varient de massifs à foliés ou rubanés. Le grain est homogranulaire moyen (1 à 2 mm). Ils se distinguent des gneiss tonalitiques par leur indice de coloration plus élevé et des paragneiss par la présence de hornblende et par la faible proportion de la biotite et du grenat.

Les gneiss intermédiaires associés aux gneiss mafiques sont plus hétérogènes car ils peuvent présenter un rubanement de composition bien développé, des textures bréchiques ou d'agmatites et de nombreuses injections d'aplo-tonalite ou de pegmatite. Ils ont un aspect bigarré poivre et sel à l'affleurement. La granulométrie est variable, pouvant être porphyroblastique ou porphyroclastique avec le plagioclase, la hornblende, le clinopyroxène ou le grenat.

Les anorthosites se distinguent par leur patine d'altération blanc nacré. Elle forment des lentilles métriques associées avec les gneiss mafiques. Une relique de texture gloméro-crystique (5 à 15 cm) est préservée au sud de Gagnon (nord-est de 32C/01). Cette anorthosite a été comparée à celle de River Valley en Ontario (Davidson, A., communication personnelle).

## M2,GR : GNEISS GREMATIFÈRE

Quelques affleurements extrêmement riches en grenat, retrouvés dans le secteur du lac Choiseul (32B/04), méritent une attention particulière.

Un affleurement, à l'extrémité sud de la bande indiquée comme M2,GR se compose d'une roche montrant un rubanement centimétrique régulier. L'affleurement est reconnaissable à sa patine d'altération rouille farineuse. Le gneiss se compose d'une alternance de rubans à quartz-grenat (80%-20%), à grenat-biotite-chlorite-quartz, à grenat seulement, et à grenat et amphiboles aciculaires. Des traces de sulfures sont disséminées dans l'affleurement. Ce gneiss

pourrait être interprété comme une méta-formation de fer rubanée S9D.

Des pyrigarnites sont observés à plusieurs endroits, dont à proximité de l’affleurement ci-haut décrit, sur la rive nord du lac Choiseul, dans le coin nord-ouest du lac Camachigama (centre de 31N/16) et dans le secteur de Da-Rou-Lac (centre-est de 32C/01). Les pyrigarnites sont des gneiss à grenat, clinopyroxène et hornblende. Le grenat, souvent porphyroblastique, y forme entre 50 et 80% de la roche. Les pyrigarnites sont généralement associées aux gneiss mafiques M16, dont elles semblent être une variété altérée.

#### M4 : PARAGNEISS

Les paragneiss, qui sont la lithologie dominante (50%) dans la portion centrale de la région, sont des roches facilement reconnaissables à leur patine d’altération grise ou rousse à rouille. Cette patine est causée par l’oxydation de la biotite (rousse) et de la pyrrhotite (brune à pourpre-violacé) présente en proportion élevée. Des chapeaux de fer (gossan, OF+) sont parfois associés à ce lithofaciès (voir la section sur la géologie économique). Les paragneiss constituent des aires d’affleurement étendues généralement sans la présence d’une proportion importante d’un autre lithofaciès. Localement ils sont associés avec les gneiss tonalitiques M2(I1D), intermédiaires M2(2) et les gneiss mafiques M16. Plusieurs sous-lithofaciès proviennent de variations de textures (M21) ou de paragenèse (M4,BO et M4?) à partir des paragneiss.

Les paragneiss présentent une paragenèse à plagioclase, quartz, biotite et grenat avec un indice de coloration variant de 15 à 35%. Bien que le plagioclase soit généralement seul présent, le feldspath potassique peut localement former jusqu’à 80% du total des feldspaths. La pyrrhotite, la pyrite, le graphite, l’hypersthène, la sillimanite et la kyanite sont occasionnels. La granulométrie est homogranulaire, fine à moyenne. Le quartz SI+ et le grenat GR+ peuvent atteindre des proportions anormales.

Les paragneiss se présentent généralement avec une texture de migmatite de type stromatique. Ce faciès montre une alternance de paléosome quartzo-feldspathique à biotite et grenat, veiné d’aplo-tonalite d’épaisseur centimétrique bordée de mélanosomes. La proportion de leucosome, indiquée sur la carte (%ls), varie entre 5 et 70% avec une moyenne de 20%. La composition du leucosome reflète celle du paléosome, en ce sens qu’un paléosome à feldspath potassique est habituellement associé à un leucosome aplo-granitique. Le leucosome peut localement contenir du grenat ainsi que de la kyanite et de la sillimanite. Le mélanosome est formé exclusivement de biotite et n’a aucun rapport avec la composition du paléosome ou du leucosome. Il ne se retrouve qu’à la bordure des veines de leucosome concordantes stromatiques, qui sont ainsi interprétées comme autochtones. L’épaisseur du mélanosome montre une faible corrélation avec l’épaisseur du leucosome qu’il borde. Des veines de leucosomes sécantes à la foliation s’injectent localement à partir des veines concordantes dans des joints de tensions et des pincements de boudins. Ces veines sont considérées comme parautochtones. Finalement, des veines de tonalites I1D et de pegmatites I1G et I1Gr recouper ces paragneiss et sont considérées comme allochtones. Les veines de leucosomes sont habituellement plissées de façon ptygmati-

que. L'absence de fabrique tectonique à l'intérieur de ces veines ainsi que les injections de veines parautochtones dans les zones de moindre pression suggèrent que ces veines ont été déformées à l'état liquide.

Des amas métriques à décamétriques de pegmatite tonalitique à biotite leur sont généralement associés. Ces amas de pegmatite ont une teinte blanche avec de grands flocons de biotite (2-6cm) qui leur confèrent un aspect tigré. Le grenat, la muscovite, le spodumène, la kyanite et la sillimanite sont occasionnels et suggèrent un lien génétique entre la pegmatite et les paragneiss. Une texture en cerveau ou en peigne est occasionnelle. Les amas de pegmatite sont généralement foliés. Ils sont particulièrement abondants dans le secteur au sud du lac Choiseul (32B/04) et du lac Oride (32C/01).

Les paragneiss contiennent habituellement environ 10% (0-50%) de lambeaux, enclaves et rubans de gneiss mafiques M16. Ces deux unités alternent souvent sur une échelle métrique à hectométrique. Les paragneiss se retrouvent aussi sous forme de lambeaux tectoniques dans les gneiss tonalitiques M2(I1D) et parfois sous forme d'enclaves dans les massifs tonalitiques I1D.

Les paragneiss de la région montrent une minéralogie et des textures identiques aux paragneiss de la Formation du lac à la Truite (Rive, 1974) et du terrain du lac Témiscamingue (Indarès et Martignole, 1989). Ils se comparent ainsi aux équivalents métamorphiques des sédiments du Groupe de Pontiac (A.M. Bell, 1933). Ils ont des textures identiques et sont en continuité cartographique avec les équivalents métamorphiques du Groupe de Garden Island dans le secteur du lac Machi-Manitou (Rocheleau et al, 1987). On croit que le protolite de ces paragneiss est une grauwacke.

#### M4,BO : PARAGNEISS À BIOTITE

Les paragneiss à biotite sont des roches quartzo-feldspathiques à biotite (10-20%) sans grenat. Ils ont des textures identiques aux paragneiss M4, montrant des figures de remobilisation stromatiques bordées de mélanosome. Ils forment des niveaux hectométriques ici et là dans les paragneiss M4 dans le secteur du lac Capitachouane (sud-ouest de 32B/04) et du lac Chassaigne (nord-est de 32B/05). Ils se distinguent des gneiss tonalitiques par la plus grande abondance de biotite, l'absence de hornblende, et la présence de mélanosome de biotite.

#### M4? : PARAGNEISS INTERMÉDIAIRE

Une série d'affleurements montrent des gneiss qui sont difficiles à classer entre les paragneiss M4, les gneiss tonalitiques M2(I1D) et les gneiss intermédiaires M2(2). Ils ont été regroupés en un lithofaciès M4? distinct. Ce sont des gneiss quartzo-feldspathiques gris moyen à clair. Ils possèdent une proportion variable de biotite (0-20%), et des proportions moindres de



grenat (0-10%) et de hornblende (0-10%). L'indice de coloration, plus élevé que celui des gneiss tonalitiques mais moindre que celui des gneiss intermédiaires M2(2), varie entre 15 et 30%. La roche montre un rubanement migmatitique, mais peut localement être foliée et non-migmatisée.

Ce lithofaciès est toujours associé avec des paragneiss M4 et parfois avec des gneiss tonalitiques M2(I1D). Il forme une bande continue au nord des cartes 32C/01 et 32B/04. Il est aussi rapporté dans le secteur entre les lacs Chênevert et Jalobert (centre de 32B/04). L'origine de ce gneiss est indéterminée.

#### M6 : GNEISS ROSE

Les gneiss roses sont des roches leucocrates à biotite et localement à grenat, foliées à rubanées, à grain fin à grossier. Leur coloration rose est habituellement liée à la présence de feldspath potassique, impliquant une composition granitique. Les gneiss roses forment de petites lentilles hectométriques intercalées localement dans des paragneiss M4 ou des gneiss tonalitiques M2(I1D). Ils se retrouvent aussi en bordure ou à l'intérieur des masses de granite rose I1B/I1C, dont ils sont un faciès gneissique ou schistosé.

#### M7 : GRANULITE

Les granulites sont des roches brunâtres à grisâtres en surface altérée, localement avec une légère patine d'oxyde de fer, et grise ou verdâtre en surface fraîche. Quartzo-feldspathiques, elles contiennent en moyenne 15% de biotite, accompagnée habituellement de grenat et d'hypersthène. Elles possèdent une granulométrie fine à moyenne, et montrent une texture granoblastique à saccharoïde diagnostique. Elles sont homogènes, foliées et peu migmatisées ou veinées. Leurs textures sont comparables localement à celles des tonalites foliées I1D ou des paragneiss M4. Le leucosome est généralement moins abondant que dans ces derniers, et les lisérés mélanosomatiques sont absents. Il est à noter que le terme granulite tel qu'utilisé ici est basé sur leur texture plutôt que sur leur paragenèse (Mehnert, 1972). Cette roche correspondrait plus précisément aux granoblastites de Winkler (1979). L'hypersthène, le feldspath vert ou les mésoperthites, caractéristiques du faciès métamorphique des granulites n'y est pas toujours présent, ni exclusif à ce lithofaciès. Il est possible que leur absence dans certaines granulites soit due au rétro-métamorphisme.

Les granulites M7 sont caractéristiques du Complexe de Chochocouane dont elles forment près de 50%. Elles y couvrent de grandes étendues de composition homogène qui peuvent être interpolées sur les cartes du champ aéromagnétique total. Des rubans d'amphibolites y forment un faciès mineur (<10%). Un affleurement anormalement riche en quartz et avec une texture saccharoïde bien développée a été reconnu dans ces gneiss le long de la rivière Chochocouane. La difficulté de différencier les granulites M7 des gneiss tonalitiques M2(I1D) et des paragneiss M4, la faible densité des affleurements et les descriptions disparates de cette lithologie par les différents géologues font que sa distribution cartographique est imprécise. Leur

origine est inconnue, elles peuvent être assimilées localement aux paragneiss.

## M12 : QUARTZITE

Des niveaux de quartzite à grain très fin forment des affleurements blanchâtres à jaune brunâtre farineux. Un éclat opalin caractérise la cassure fraîche de la roche. Ces quartzites sont composés de 80-90% de quartz, de 10-20% de porphyroblaste de grenat rouge, et d'un peu de feldspath et de biotite.

Ces quartzites sont toujours associés avec les gneiss mafiques, dans lesquels ils forment des bancs métriques à décamétriques. Ils sont particulièrement abondants dans la portion nord de l'ensemble paragneissique, dans les régions attenantes au chemin de fer (nord de 32C/01, sud de 32C/08, nord-ouest de 32B/04 et sud-ouest de 32B/05). Ils ont d'ailleurs été reconnus comme d'origine supracrustale par Bancroft (1916). Il est proposé que ces quartzites soient des méta-cherts. Il est à noter que ces quartzites peuvent être facilement confondus avec les gneiss intermédiaires M2(2) de composition anorthositique.

Des niveaux particulièrement siliceux dans les paragneiss M4 ont été distingués sur la carte. Ces quartzites sont des roches leucocrates contenant un peu de feldspath, de biotite et de grenat. Elles sont indiquées dans les secteurs nord du Complexe de Serpent (nord-est de 32C/08), de la rivière Chochocouane (centre de 31N/15) et du lac Saar (est de 31N/16).

## M14 : ROCHES CALCOSILICATÉES

Des fragments de roches grises mésocrates montrant une paragenèse à hornblende plagioclase, quartz et scapolite (?; minéral brun, équant, granoblastique <1mm) sont présents dans les traînées d'enclaves de gneiss mafiques flottant dans des paragneiss. Ce type de fragment a été observé à trois endroits: au sud du lac Odilon et au sud de la jonction de la route pour Darou-Lac (sud-est de 32C/01) dans l'ensemble paragneissique, et au nord du lac Méranon (sud-est de 32C/08) dans le Complexe de Serpent. L'origine de ces fragments est inconnue.

Une seconde famille de roches regroupées sous le vocable de roches calco-silicatées est formée de gneiss très hétérogènes, à granulométrie grossière et riches en amphibole. Ces gneiss présentent une paragenèse à hornblende noire en faisceaux, grenat, clinopyroxène, biotite, feldspaths et magnétite, parsemée de nodules à grenat et quartz et à hornblende porphyroblastique. L'indice de coloration varie entre 30 et 90. Cette roche est associée à des gneiss mafiques et intermédiaires. L'affleurement se situe à l'extrémité du chemin forestier entre les rivières Serpent et Kekek, dans le Complexe de Serpent (centre-ouest de 32B/05).

Deux affleurements de roches semblables, caractérisées par des gerbes de clinopyroxène aciculaire et de biotite flottant dans une pâte feldspathique, ont été trouvés en bordure de masses d'affinité syénitique au lac Cambrai (nord-est de 31N/15) et sur la rivière Capitachouane (nord-

est de 31N/16).

## M16 : GNEISS MAFIQUE

Les gneiss mafiques sont des roches vertes à noires en surface fraîche et altérée. Ils se composent de proportion très variable de hornblende verte, d'ouralite, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de grenat, de plagioclase, de sphène et d'oxyde. L'indice de coloration varie de 25 à 95%, souvent à l'intérieur du même affleurement, mais sa valeur moyenne oscille autour de 60%. La granulométrie varie de fine et homogranulaire à porphyroblastique en grenat, hornblende, clinopyroxène ou plagioclase, et même localement porphyrique (10 cm).

La texture des gneiss mafiques est variée, généralement rubanée, mais aussi massive, foliée, agmatitique, en filet, stictolithique ou bréchique. Les faciès massifs présentent un grain fin à moyen et un indice de coloration moyen de 60%. Lorsque le faciès massif forme de grandes surfaces d'affleurement, il a été indiqué comme gabbro I3A sur la carte. Les faciès foliés et schisteux montrent une certaine homogénéité de composition; ils sont généralement à grain fin, et affectés d'une texture schisteuse, nématoblastique ou de garbenschiefer. La foliation peut y être régulière ou non.

Le faciès rubané montre un rubanement de composition souligné par les variations de l'indice de coloration (ic=35-75) ou par celle des différentes phases mafiques (hornblende, clinopyroxène et grenat). Le rubanement est soit mince et régulier, possiblement mylonitique, ou grossier (>5 cm) et irrégulier, riche en veine aplo-tonalitique provenant peut-être de l'écrasement d'une texture agmatitique hétérogène.

Sur quelques affleurements, le rubanement centimétrique à décimétrique possède des fermetures et des jonctions triples de rubans plus riches en hornblende et grenat qui sont interprétés comme des reliques de structures en coussin. Un affleurement convaincant montrant de telles structures est présent dans le Complexe de Serpent à une dizaine de kilomètres le long du chemin forestier entre les rivières Serpent et Trévet (centre-ouest de 32B/05).

Les textures bréchiques et agmatiques sont abondantes. Les gneiss sont alors formés de fragments d'amphibolites flottant dans une matrice aplo-tonalitique (0-50%). Les fragments sont centimétriques à métriques, anguleux à arrondis, et supportés ou non. La composition des fragments peut être homogène (ic=50-70) ou extrêmement hétérogène (ic=30-95). Des essaims de fragments de pyroxénite ou de hornblendite sont occasionnels. La majorité des fragments sont foliés et allongés, l'alignement de cette foliation avec le grain tectonique local étant respecté ou non. Un rubanement gneissique ou mylonitique peut se superposer à la texture bréchique.

Des lentilles plagioclasiques à gros grain montrant une texture à flocons de hornblende et clinopyroxène sont abondantes. Cette texture représente le produit d'une migmatisation stictolithique des gneiss. Le mobilisat de telles lentilles est parfois composé d'un plagioclase calcique noir avec des plans de néoblastèse grisâtre. Ces feldspaths ressemblent à ceux qui caractérisent

les masses anorthositiques.

Les gneiss mafiques s'associent avec les gneiss intermédiaires M2(2) qui ont localement des textures identiques.

Les gneiss mafiques forment des rubans et enclaves dans les autres lithofaciès, et leur largeur peut varier de quelques centimètres à quelques kilomètres. Ils sont particulièrement abondants dans le Complexe de Serpent (30%) où ils sont associés aux gneiss tonalitiques M2(I1D). Ils sont aussi abondants dans la frange nord du terrain du lac Témiscamingue (32C/02, 32C/01 et 32B/04). Ils sont ubiquistes et en proportion plus faible sur l'ensemble de la carte. Les largeurs des niveaux indiquées sur la carte sont généralement exagérées. Des reliques de structures en coussins, blastophitiques ou intrusives sont localement préservées, indiquant une origine qui peut être supracrustale, hypabyssale ou intrusive. Cette conclusion est corroborée par leur association intime avec des paragneiss M4 et par des vecteurs de différenciation géochimique à basse pression (Laflèche, en préparation). Des filons d'amphibolite recoupant la foliation des gneiss qui les encaissent, suggèrent la présence de filons de diabase métamorphisée plus jeunes que les gneiss mafiques d'origine supracrustale.

#### M16t : AMPHIBOLITE

Les amphibolites, analogues à celles que l'on peut observer dans le Complexe tonalitique d'Attic, sont des roches vert foncé en surface fraîche et altérée. Elles forment des rubans, enclaves et petits massifs à l'intérieur des gneiss tonalitiques M2(I1D) et des tonalites I1D. Ces roches se composent de quantités comparables de plagioclase et de hornblende verte ou d'ouralite (ic=40-90%, 60% en moyenne), accompagnées de quartz, oxydes, épidote et sphène en quantité mineure. Elles sont homogranulaires à grain fin à moyen (<1-2mm). Elles présentent généralement une composition homogène à l'échelle de l'affleurement, avec une texture massive, schistosée, foliée ou rubanée.

Ces amphibolites sont quasiment toujours associées aux gneiss tonalitiques M2(I1D). On les retrouve en proportion moindre associées aux gneiss mafiques. Elles forment aussi des auréoles autour des massifs gabbroïques I3A associés aux suites tonalitiques (nord de 32B/05). Elles sont particulièrement abondantes dans le Complexe de Serpent. En dehors de celui-ci, elles forment un lithofaciès mineur.

#### M21 : DIATEXITE

Les paragneiss M4 se présentent aussi sous forme de diatexite: il s'agit d'une roche massive à foliée, non-rubanée, semblable à un granitoïde. L'assemblage minéral quartzofeldspathique à biotite et grenat (ic=15-30%) est identique au paléosome des paragneiss M4. Des traces de pyrrhotite confèrent une patine d'altération rouille à ces affleurements, semblable à celle des affleurements de paragneiss M4. L'hypersthène est occasionnel, et les aluminosilicates

absents malgré la présence occasionnelle de grenat mauve habituellement associé aux aluminosilicates. Le graphite et le spodumène ne sont pas notés, contrairement aux migmatites M4.

Les diatexites forment des aires d'affleurement d'échelle kilométrique, de composition relativement homogène. Elles sont toujours associées avec les paragneiss via des zones de transition diffuses hectométriques. Elles sont abondantes dans les secteurs centraux des feuillets 32B/04, 32C/01 et 32C/02. Une importante zone d'affleurement est aussi présente dans le nord du Complexe de Serpent (nord-est de 32C/08).

La diatexite se différencie des paragneiss par la disparition du rubanement migmatitique aplo-tonalitique et par la présence (0-15%) de porphyroblastes de feldspath (jusqu'à 2 centimètres de longueur). Les diatexites M21 et les migmatites M4 forment les deux faciès extrêmes d'une suite continue dont les termes intermédiaires sont les métatexites M20. Les métatexites ne sont pas individualisées sur la carte, mais sont indiquées dans le libellé des affleurement en terme de proportion de la fraction (M4 ou M21) secondaire. Les métatexites sont des roches rubanées montrant un paléosome identique à celui des migmatites M4, rubané ou en enclave dans un leucosome de la composition des diatexites M21. Le rubanement est généralement décimétrique, avec contact net. Lorsque le matériel diatexique est inférieur à 20%, une texture migmatitique ou stromatique se développe. Le paléosome revêt une texture de schlieren lorsque la proportion de matériel diatexitique dépasse 30-40%. Une texture en radeau ou en enclave se développe avec la présence de plus de 60% de matériel diatexitique. Dépassé 80%, la roche revêt un habitus de granitoïde à enclave.

La portion "restite" montre une texture homogranulaire homogène de cristaux plagioclases subautomorphes à grain fin. La portion "diatexite" est caractérisée par une granulométrie plus grossière et une abondance de porphyroblastes de plagioclase. Sa composition minéralogique est identique à celle du paléosome. Aucune bordure restitique n'est développée à l'interface paléosome-leucosome. Les veines d'aplo-tonalite sont rigoureusement absentes de ce lithofaciès. Des veines de composition intermédiaire entre celle des aplo-tonalites et celle des diatexites sont rares; elles montrent généralement une paragenèse à grenat et des mélanosomes à biotite.

Quoique les diatexites soient typiquement massives et homogènes, elles sont souvent foliées. La foliation provient soit de reliques d'un rubanement des paragneiss M4, de l'alternance de diatexites et paragneiss, ou d'une foliation tectonique surimposée aux granitoïdes. La foliation tectonique entraîne le développement d'un rubanement associé à une comminution (diminution de la granulométrie) de la roche. L'aspect final rappelle quelque peu celui des paragneiss M4, bien que les veines aplo-tonalitiques soient absentes.

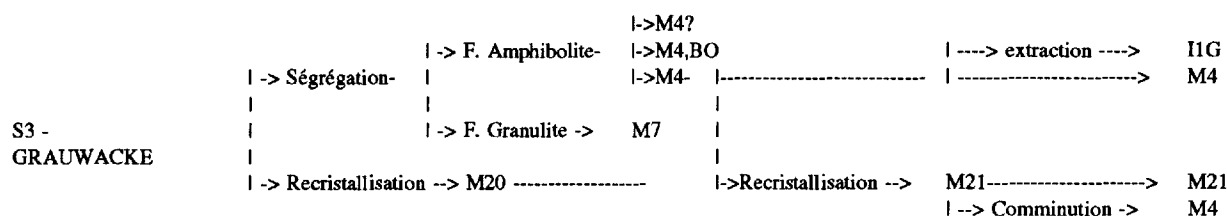
Il ne semble pas exister de relation spatiale entre la distribution des diatexites M21 et

des migmatites M4 et celle des assemblages métamorphiques. Les migmatites aussi bien que les diatexites peuvent contenir de l'hypersthène dans leur paragenèse. Le passage de l'un à l'autre des lithofaciès ne semble pas ainsi être induit par le métamorphisme. La seule règle de distribution entre les deux faciès semble être que les diatexites se retrouvent préférentiellement au coeur des grandes masses de migmatite M4.

La distinction entre les paragneiss M4, les métatexites M20 (incluses dans M4 ou M21 sur la carte) et les diatexites M21 étant arbitraire, leur attribution cartographique est imprécise.

Les relations entre les différents lithofaciès interprétés comme paragneiss peuvent être schématisées comme le montre le tableau 4.

Tableau 4 : Relations entre les différents types de paragneiss.



## I1B/I1C : GRANITE ET GRANODIORITE

Un ensemble de feuillets hectométriques de granite rosé à plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite et grenat est indiqué au lac Capitachouane (32B-04). La teneur en feldspath potassique est variable, indiquant une composition variant entre un granite et une granodiorite. L'indice de coloration oscille autour de 10%. Ce granite homogrenulaire varie de grain fin à grain moyen, de massif à rubané et de coloration variable. Il s'injecte dans les gneiss environnants. Il est recoupé par des filons de pegmatite grenatifère et des exsudats de quartz. Il contient des enclaves de paragneiss M4 encaissant. Sa forme irrégulière, le fait qu'il soit affecté d'une foliation ou d'un rubanement et sa coïncidence avec une faille profonde présumée indiquent que sa mise en place est antérieure à la dernière phase de déformation.

Divers autres petits feuillets et filons de granite et granodiorite rose s'injectent ici et là dans les gneiss de la région. Ces roches sont généralement hololeucocrates à leucocrates à biotite, à grain moyen et texture aplitique à granuleuse. Ces feuillets sont généralement foliés, mais recoupent nettement la gneissosité locale. Un bon exemple de ces feuillets de granite est situé au sud de la localité de Forsyth (nord-ouest de 32C/01). Un second exemple, associé à une zone de cataclase importante, est situé au lac Lanteigne (sud-est de 32C/01). Un troisième exemple se situe au lac Chassaigne (nord-est de 32B/04).

Des zones décamétriques de granitoïde rosé diffuses parsèment les gneiss tonaliques M2(I1D), principalement dans le secteur nord de la carte. Des exemples sont présents au lac

Jack (centre de 32B/05) et de la Tête (nord-est de 32B/05).

## I1D : TONALITE et ENDERBITE

Les tonalites ou enderbites (tonalites à hypersthène) sont des roches grises ou chamois en surface altérée et gris pâle ou verdâtres en surface fraîche. Ces roches, généralement leucocrates (IC<10%), sont riches en quartz et plagioclase; elles contiennent également de la biotite et localement de l'hypersthène. Elles ont une texture habituellement foliée, localement massive, à grain fin à moyen et homogranulaire. Elles sont généralement associées ou confondues avec les gneiss tonalitiques M2(I1D), auxquels elles passent progressivement. Des veines quartzo-feldspathiques roses à grain grossier y sont localement abondantes, principalement dans les massifs du Complexe de Pascagama.

Dans le Complexe de Pascagama, les tonalites forment des massifs diffus kilométriques alignés dans le grain tectonique. Elles forment environ 20% de l'ensemble. Les injections de tonalite en filet dans les gneiss encaissants, de même que les enclaves de gneiss M2(I1D) dans les tonalites sont abondantes.

Les tonalites sont nettement moins abondantes dans le Terrain du lac Témiscamingue, où seules quelques masses ont été délimitées. Le massif le plus important, de forme irrégulière dans le secteur des lacs Yser et Ypres (nord-ouest de 31N/15), présente une paragenèse franchement enderbitique. Ce massif semble s'être injecté sous forme d'un filon couche dans les paragneiss, antérieurement au plissement. Peu de gneiss tonalitiques M2(I1D) sont associés avec les tonalites, ceux qui s'y trouvent sont représentés le produit de la déformation des tonalites.

Un second massif, allongé selon la foliation, est présent dans le secteur du lac Oliva (sud-est de 32C/01). Les tonalites y sont associées à des gneiss tonalitiques M2(I1D) d'origine diverse, des gneiss intermédiaires M2(2), des amphibolites M16t et des gabbros I3A.

Un autre massif est situé du côté ouest du lac Suzie. Ce massif, orienté nord-sud, est bordé par une faille profonde sur son flanc est. Divers autres petits massifs de tonalites ont été interprétés dans les secteurs pauvres en affleurement de la rivière Chochocouane à partir de la carte aéromagnétique.

## I2D : SYÉNITE

Les syénites sont des roches rosâtres à rouge brique ou localement blanc farine, leur couleur étant due à la coloration des feldspaths. Les feldspaths sont prépondérants alors que le quartz est secondaire (0-20%), et que le clinopyroxène et la hornblende vert bouteille et la biotite en flocons sont en proportions variables (0 à 30%). Le feldspath potassique est généralement plus abondant que le plagioclase mais leur ratio est toutefois très variable. Selon la classification

IUGS, les divers massifs syénitiques contiennent des syénites ss. I2D, des syénites quartzifères I2C, de rares syénites à feldspath alcalin I2B et syénite quartzifère à feldspath alcalin I2A, des monzonites quartzifères I2E, des granites I1B et granites à feldspath alcalin I1A. Ces roches varient de mésocrates à hololeucocrates. On doit préciser que le pourcentage de feldspath potassique a été estimé visuellement à partir d'une coloration à la cobaltinitrite.

Les syénites ont une texture variable, homogène et équigranulaire (ex. massif du lac Camachigama, centre de 31N/16) à largement hétérogène. Par exemple, le massif d'épaisseur kilométrique du lac Bibeault (sud-est de 32B/04) est un complexe veiné composé d'une syénite ss. mésocrate à grain moyen, équigranulaire avec un aspect légèrement nébulitique recoupé de nombreuses familles de pegmatoïdes. Les pegmatoïdes forment des amas et des filons diffus ou des filons aux contacts francs, sécants ou parallèles à la foliation de la syénite. Les pegmatoïdes ont la composition d'une syénite quartzifère ou d'un granite à feldspath alcalin, accompagné de 5% de clinopyroxène, hornblende et parfois orthopyroxène ou magnétite. Ils présentent localement des textures en peigne ou aplitique. Des filons de diorite à biotite sont aussi notés. Des gneiss syénitiques sl. sont présents à la périphérie des massifs, lorsque les pegmatoïdes potassiques ont envahi les gneiss encaissants. Le massif du lac Bibeault semble associé, sur son flanc ouest, avec une diorite à biotite d'épaisseur kilométrique.

Les syénites sont foliées, rarement massives, jamais rubanées. Les pegmatoïdes qui les recoupent sont variablement affectés par la foliation, alors que ceux qui s'injectent dans les gneiss encaissants sont habituellement déformés. Les syénites forment des masses allongées selon le grain tectonique régional et semblent s'être mises en place de façon tardi-tectonique.

Les complexes syénitiques différenciés d'épaisseur kilométrique comme celui du lac Bibeault se retrouvent aussi dans le secteur du lac Naomi et du lac Benny (respectivement au sud-est et au sud-ouest de 32B/04). Ces syénites sont associées à divers changements lithologiques (Birkett et al. 1991) correspondant à la limite de la ceinture polycyclique allochtone (Rivers et al. 1989).

Divers autres petits massifs syénitiques d'épaisseur hectométrique sont présents dans le Complexe de Chochocouane. Ces massifs sont plus homogènes en composition, et sont associés à des gneiss tonalitiques. Trois de ces massifs sont rapportés sur la carte au lac Camachigama et sur la rivière Capitachouane (centre et nord-est de 31N/16), sur la rivière Chochocouane et au lac Cambrai (sud-ouest et nord-est de 31N/15).

### I3A : GABBRO

Plusieurs petits massifs de gabbros, de taille hectométrique à kilométrique, sont associés aux gneiss mafiques ou aux gneiss tonalitiques de la région. Ces roches sont noires ou vertes, d'aspect massif et homogène. Elles sont composées variablement de hornblende et plagioclase, d'ouralite, clinopyroxène et plagioclase, ou de hornblende, clinopyroxène, grenat et plagioclase. L'indice de coloration varie entre 40 et 70%. Des traces de sulfures, pyrrhotite et chalcopyrite,



y sont notées, conférant une patine rouille à la roche. Une texture gabbroïque, ophitique ou porphyrique (clinopyroxène) y est généralement préservée. La granulométrie varie de fine à moyenne et est généralement homogranulaire, sauf pour quelques massifs contenant des porphyroblastes d'ouralite.

Ces massifs montrent des relations variables avec la foliation des gneiss encaissants. Ceci est lié au moment de la mise en place du gabbro par rapport au développement du grain tectonique régional.

1) Ils peuvent être foliés parallèlement au grain tectonique local et être associés à la mise en place des séquences tonalitiques de la région. Ces gabbros sont généralement à hornblende, ouralite et plagioclase, et possèdent habituellement une auréole d'amphibolite M16t. Quelques massifs plurihectométriques sont présents dans le secteur près de la jonction entre les rivières Mégiscane et Kekek.

2) Un autre type de gabbro folié est associé aux séquences supracrustales. C'est un gabbro à texture ophitique relique, montrant une paragenèse à hornblende, plagioclase et localement grenat. Un massif de ce gabbro est associé à des tonalites I1D et des gneiss M2(I1D) dans le secteur du lac Ormias (sud-est de 32C/01). Ces gabbros possèdent localement des traces de sulfures, comme celui du lac Tingwick (centre de 32C/01).

3) Un troisième type de gabbro est folié, mais sécant au grain tectonique local. Il forme des feuilletés décamétriques à hectométriques à contours irréguliers dans les séquences paragneissiques. Vert pâle, il se compose essentiellement d'ouralite porphyroblastique et de plagioclase. Il est surtout présent dans le secteur du lac Oride (sud-est de 32C/01).

4) Un quatrième type forme une large bande kilométrique, pauvre en affleurement, dans le Complexe de Chochocouane (sud-est de 31N/15 et sud-ouest de 31N/16). Il se compose d'une roche à grain grossier, à hornblende porphyroclastique, plagioclase, clinopyroxène, grenat, orthopyroxène et biotite. Il présente une texture protomylonitique et schisteuse.

Un gabbro à grenat et olivine a été rapporté dans le rapport de Retty (1936) dans les secteurs des lacs Akos et Indian (sud de 31N/16). Il pourrait s'agir de filons de diabase tardifs I3B-1. Ces affleurements n'ont pas été visités par l'auteur.

## I4B : PYROXÉNITE

Un chapelet de massifs hectométriques de pyroxénite est présent entre les lacs Hudson et Péronne (32B-04) ainsi qu'au lac Camachigama (31N-16). Ces roches sont brunes à noires et résistent à l'érosion pour former des petites butes. Elles présentent une paragenèse métamorphique à orthopyroxène, clinopyroxène, olivine, spinelle verte, amphibole, enstatite, chlorite, opaques et traces de plagioclase. Leur trait caractéristique est la nature porphyroblastique de l'orthopyroxène (1 à 5 cm) qui possède un habitus poeciloblastique partiellement fibreux. Ces

cristaux peuvent former jusqu'à 40% de la roche et sont orientés ou non dans la foliation. La matrice contenant les porphyroblastes est à grain moyen et contient localement des reliques de plagioclase porphyrique. La pyroxénite est aussi parsemée de veinules riches en spinelle verte. La roche présente des reliques de fracturation en peau d'éléphant soulignées de veines d'amphibole asbestiforme.

L'habitus porphyroblastique confère un trait distinctif à ces différents massifs de pyroxénite qui permet de supposer qu'ils ont une origine commune. La nature grenue de la matrice, le métamorphisme et la foliation qui les affectent permettent d'affirmer qu'ils proviennent du démembrement tectonique d'une même intrusion.

Deux autres petites masses de pyroxénites ont été décrites au sud de Forsyth et de Gagnon (nord de 32C/01). Cette dernière est associée à une séquence hétérogène de gneiss mafiques M16, paragneiss graphiteux M4, et de gneiss intermédiaires M2(2) anorthositiques à texture mégaporphyrique. Ces pyroxénites se composent essentiellement de clinopyroxène ou d'amphiboles porphyroblastiques fibreuses de teinte vert pâle à vert bouteille.

#### I4I : PÉRIDOTITE

Un petit (<50 m.?) massif de péridotite a été observé au sud-est du lac Brassard (centre de 32C-01). C'est une roche massive et à grain fin (1mm) montrant une patine d'altération chocolat. Elle présente une paragenèse à olivine, pyroxène, talc et asbeste. La roche est homogranulaire, à l'exception de rares petits (<3mm) porphyroblastes trapus d'amphibole vert foncé. De composition homogène et massive, seule une texture en peau d'éléphant y est observée.

#### I3B : DIABASES ET MICRO-GABBROS

Plusieurs familles de diabases et de micro-gabbros, présentant des âges différents par rapport au métamorphisme, ont été observées dans la région.

##### 1) Micro-gabbros coronitiques

Les micro-gabbros coronitiques sont des roches noires, homogènes et massives, formant de petits massifs allongés généralement en relief. Ils présentent une relique d'assemblage primaire à plagioclase, clinopyroxène, oxyde et parfois orthopyroxène. La texture est blastophtique homogranulaire à grain fin à moyen. Un filon porphyrique en plagioclase (1cm, 10%) définissant une foliation magmatique est présent entre les lacs Bart et Bride (centre-est de 32C/01 et centre-ouest de 32B/04). La paragenèse métamorphique de ces micro-gabbros est caractérisée par des textures coronitiques complexes impliquant la hornblende, le clinopyroxène, le grenat, le plagioclase, la spinelle, le sphène et les oxydes. Ces filons recoupent le grain tectonique. Ils présentent des bordures cisailées, mais leur coeur est habituellement massif et

non-déformé. Des bordures figées avec apophyses et baïonnettes ont été relevées sur un petit filon décimétrique dans les paragneiss M4 à l'est du lac Capitachouane (sud-est 32B/04). Le filon moyen est d'épaisseur décamétrique et peut être suivi au plus sur un kilomètre. Seul le filon porphyrique en plagioclase décrit précédemment a pu être suivi sur 8 kilomètres. La majorité de ces filons se situent dans l'ensemble paragneissique, quoique quelques uns ont été relevés dans le Complexe de Chochocouane.

Ces micro-gabbros sont interprétés comme étant post-kénoraniens mais pré-grenvilliens, compte tenu de leur relations tectonométamorphiques. Davidson (1987) a décrit des dykes ayant les mêmes caractéristiques au sud de Sudbury dans un contexte géologique similaire. Il a suggéré une mise en place pour ces gabbros entre les deux événements tectonométamorphiques mentionnés ci-dessus.

## 2) Diabases à texture diabasique

Les diabases forment de minces filons, généralement moins d'un mètre d'épais, dans le Complexe de Serpent (est de 32B/05 et ouest de 32C/08). Ce sont des roches grises en surface fraîche et brunâtres en surface altérée. Elles présentent un assemblage primaire de lattes de plagioclase à texture ophitique ou diabasique, associés au clinopyroxène, aux oxydes et parfois à l'orthopyroxène. Des cristaux sub-centimétriques d'olivine porphyrique sont occasionnels et montrent des textures de résorption. Les évidences de métamorphisme affectant ces filons sont indiquées par la présence d'occasionnelles fractures soulignées par la croissance d'amphiboles et de petits grenats. De rares couronnes métamorphiques à hornblende et grenat sont aussi présentes dans certains filons, mais sans jamais obscurcir la texture diabasique de la roche.

Ces diabases se sont injectées en filons d'épaisseur métrique, discordant par rapport au grain tectonique. Elles forment des essaims de courts filons disjoints ou de grands filons qui peuvent être suivis sur des kilomètres. Ces filons possèdent une très légère signature aéromagnétique qui permet l'extrapolation des filons observés et suggère aussi la présence de ce type de filons dans des secteurs comportant très peu d'affleurements (ex. dans l'extrême sud-ouest de 32B/05). Ces diabases sont présentes exclusivement dans le Complexe de Serpent ainsi que dans l'ensemble tonalitique adjacent au nord.

Ces filons sont considérés tardi à post-tectoniques et également postérieurs au métamorphisme grenvillien.

## I30/I40 : LAMPROPHYRE

Deux filons de lamprophyre mafique ont été observés dans la même région que les diabases. Le principal filon semble même composite avec des filons de diabase à olivine. Il suit grossièrement la route forestière entre les rivières Serpent et Trévet (sud-est de 32B/05). C'est une roche grise à grain fin. Elle présente un assemblage à lattes de plagioclase, clinopyroxène et amphibole définissant une texture ophitique. La roche est parsemée (10%) de porphyres

résorbés de clinopyroxène, ainsi que de feuillets de biotite définissant une texture harrisitique porphyrique (0.5 à 5 cm.). Des xénocristaux de grenat et d'orthopyroxène provenant de la roche encaissante ont aussi été reconnus. Une texture sphéroïdale décimétrique montre de légères différences de composition et granulométrie. Des veinules (<1mm) d'aplite syénitique (70% feldspaths potassique) recourent le lamprophyre.

Un second filon a été observé dans le secteur du lac Ganas (centre-sud de 32B/05). Reconnu uniquement à l'examen microscopique, cette roche présente une texture diabasique parsemée de porphyres de pyroxènes. L'abondance de xénocristaux de grenat et d'orthopyroxène provenant des roches encaissantes est remarquable.

Un troisième filon de lamprophyre est interprété dans le secteur à l'est du lac Serpent (sud-est de 32C/08). Cette roche a été décrite comme ultramafique, massive et homogène par le géologue qui la visita.

Les lamprophyres ne présentent aucun signe de déformation et ne semblent pas avoir été affectés par aucun événement métamorphique. Une carbonatite a été décrite sur le lac Pascagama (Charre, 1975; Charbonneau, 1973) une quarantaine de kilomètres au nord-est suivant l'axe des filons de lamprophyre et le Front du Grenville. Cette carbonatite a donné un âge K/Ar sur hornblende de 978+/-40 Ma. et sur biotite de 973+/-36 Ma. Ceci, ainsi que le fait que les lamprophyres ne soient affectés d'aucun métamorphisme, suggère que ceux-ci soit postérieurs à l'orogénie Grenvillien.

## STRUCTURE

### **GÉNÉRALITÉS**

Les roches de la Province du Grenville possèdent un rubanement ou une foliation généralement bien développés. La nature et l'origine de ce rubanement est multiple, pouvant être compositionnel, métamorphique, migmatitique ou tectonique. Plusieurs phases de déformations transposées sont responsables de sa genèse. L'orientation du rubanement suit grossièrement l'orientation N060° typique de la région et est parallèle à celle du Front du Grenville. Toutefois, ce rubanement peut être plissé sévèrement et de façon irrégulière à l'échelle de l'affleurement.

La foliation est généralement associée à une linéation d'étirement plongeant statistiquement de façon modérée entre N090° et N120°. L'orientation de la linéation est constante même dans les secteurs où l'orientation du rubanement est irrégulière.

Deux phases de plissement régional sont mises en évidence. La première est constituée de plis isoclinaux droits ou déjetés. La surface axiale de ces plis suit l'orientation du grain tectonique. Ces plissements sont particulièrement évidents dans les secteurs des lacs Ypres et

Yser (31N-15) et dans la prolongation du bassin du Réservoir Gouin (32B-05). Une seconde phase de plissement, affectant les plis isoclinaux, est la cause de flexures régionales ouvertes. La surface axiale de ces flexures est orientée nord-sud.

Des zones de cisaillement catazonales syn-métamorphiques sont abondantes dans certains secteurs. Elles sont caractérisées par des tectonites à grain moyen et texture granoblastique. L'assemblage métamorphique paroxismal (hypersthène ou hornblende) y est stable. Ces cisaillements sont orientés parallèlement au grain tectonique régional et indiquent généralement un mouvement de chevauchement. Ils ont été décrits principalement dans le secteur du Complexe de Serpent.

Les failles de chevauchement à la base et à l'intérieur du Complexe de Chochocouane relèvent de l'interprétation.

Le Front du Grenville est souligné par un essaim de mylonites anastomosées. Ces mylonites forment des bandes cisailées métriques sur une largeur de 1 kilomètre. Elles sont accompagnées d'une comminution générale et d'une rétro-morphose au faciès des amphibolites inférieures (paragenèse à allanite, épidote, amphibole, biotite). Un mouvement distensif aussi bien que compressif y est noté.

## **LE COMPLEXE DE SERPENT**

Le complexe de Serpent est caractérisé par sa complexité structurale et la transposition incomplète du grain tectonique kénoranien par le grain tectonique grenvillien. À l'échelle de l'affleurement, la foliation est habituellement irrégulière en orientation. Le grain tectonique général, mis en évidence par l'orientation des foliations, est orienté N180° du côté ouest du complexe, pour subir une virgation progressive antihoraire vers le sud-est jusqu'à ce qu'il coïncide avec le grain régional grenvillien N045°. L'échelle mésoscopique montre fréquemment une foliation ancienne G1 variablement orientée qui est tronquée ou entraînée dans une foliation tectonique plus jeune G2. Cette dernière, qui ne présente pas de phénomène de rétro-métamorphisme, est généralement alignée N045°, parallèlement au Front du Grenville. Les foliations G1 et G2 possèdent une linéation d'étirement commune orientée N110°/45° en moyenne.

Deux antiformes de première phase sont interprétées comme déjetées vers le sud-ouest. Ces plis, isoclinaux et d'amplitude kilométrique, forment une terminaison périclinale à leur extrémité sud-est. L'axe des plis est assumé parallèlement à la linéation d'étirement régionale, soit +/-N110°/45°. La trace axiale de ces plis est plissée suivant la virgation du grain tectonique. Ce plissement est indiqué comme un synforme de seconde phase.

Les zones de cisaillement sont abondantes à l'intérieur du complexe. Des cisaillements catazonaux, caractérisés par une recristallisation granoblastique, par le démembrement des veines aplo-tonalitiques en boudins et porphyroclastes, ainsi que par la présence de porphyroclastes d'hypersthène, sont observables mais ne peuvent être suivis. Des mylonites mésozonales, caracté-

risées par une comminution mylonitique, la présence d'abondants porphyroclastes de hornblende, grenat ou feldspath, ainsi que la croissance de porphyroblastes syn-cinématiques de zoïsite et d'allanite, sont replissées dans la portion sud du Complexe. Une de ces mylonites, orientée +/- N000°/20° avec une direction de transport est-ouest, décale les lithofaciès dans le sud du Complexe. Une zone de cisaillement, à laquelle cette dernière pourrait être anastomosée, est interprétée à la bordure du bas-plateau aéromagnétique (associée à de paragneiss? M4) tronquant le grain magnétique plus prononcé des gneiss mafiques M16 et tonalitiques M2(I1D). De telles mylonites, partie intégrante du Front du Grenville, bordent le complexe à l'ouest et au sud-est. De nombreuses failles tardives et zones de cataclase recoupent les roches du complexe. Elles sont associées à des altérations à hématite et épidote.

## **LE COMPLEXE TONALITIQUE DE PASCAGAMA**

L'ensemble de gneiss tonalitique M2(I1D) et de tonalite I1D du Complexe de Pascagama, au nord du feuillet 32B/05, montre un style tectonique semblable à celui du Complexe de Serpent. La gneissosité régionale est orientée +/-N000° au nord-ouest de l'ensemble, et subit une virgation progressive antihoraire jusqu'à se confondre avec les paragneiss du Terrain du lac Témiscamingue. Les phénomènes de troncature de la foliation ancienne G1, variablement orientée, par une foliation plus récente G2, à N060° sont aussi abondants à l'échelle de l'affleurement. La foliation G1 évolue entre un rubanement compositionnel et une foliation minérale. La foliation G2 est indiscernable de celle G1 dans la bande de gneiss orientée N060°. Elle est toutefois nettement d'origine tectonique lorsque les phénomènes de troncature de G1 sont observés.

L'analyse photo-aérienne des gneiss adjacents au nord de la région suggère la présence de nombreuses formes circulaires suggestives de structures en coupole (Birkett 1979, Charre 1975). Ces structures sont comparables à celles décrites dans d'autres complexes gneissiques archéens (Percival et Girard, 1988).

Un pli régional de seconde phase est interprété comme responsable de la virgation régionale de la foliation. Il serait la prolongation du pli de seconde phase interprété dans le Complexe de Serpent. Les plis de première phase interprétés dans le complexe de Serpent n'ont pas été observés dans celui de Pascagama. Toutefois, un plissement serré, parallèle au Front du Grenville a été décrit plus au nord (Charre, 1975).

Les zones de cisaillement sont peu abondantes dans cette région. Des foliations tectoniques catazonales parallèles aux gneiss du flanc sud-est sont observées mais discontinues. Un cisaillement mésozonal est suggéré suivant l'axe du lac Pascagama par le décalage des différents lithofaciès et la présence de foliation d'origine tectonique dans le secteur. Une seconde zone de cisaillement est présente à l'ouest de la baie Noiseux (nord-ouest de 32B/05). Cette dernière est caractérisée par une bréchification, une comminution et une altération en épidote et hématite. Des veinules de pseudotachylite M27 s'y associe. Elle représente aussi une troncature

du grain tectonique et aéromagnétique. Elle prolonge une zone de mylonite porphyroblastique en épidote décrite par Charre entre les lacs Canusio et Alphonse (+/- 30 km, orienté N045°). Cette mylonite est interprétée par les présents auteurs comme étant un des segments du Front du Grenville.

## **LE BASSIN DU RÉSERVOIR GOUIN**

Les terrains adjacents à l'est de la région comprennent le bassin du Réservoir Gouin (Laurin, 1965). Cette région est caractérisée par un style structural différent de celui des régions du présent rapport. La tectonique, telle que décrite, y serait dominée par des structures plicatives orientées N140° et N050°. Ces structures plicatives sont présentes dans le secteur centre-est du feuillet 32B/05, dans la région des lacs du Poète, du Rat d'eau et de la rivière Haute-Mégiscane. Les gneiss tonalitiques M2(I1D), les tonalites I1D et les quelques lambeaux de roches supracrustales M4 et M16 de ce secteur montrent des structures plissées ouvertes, généralement soulignées par la topographie. Trois plis, un synforme et un antiforme déjetés vers le nord-ouest et un synforme droit au sud, forment une structure synclinoriale orientée N045° et plongeant vers le nord-est. La structure est mise en évidence par la virgation du grain tectonique ainsi que par le patron aéromagnétique irrégulier.

Un cisaillement catazonal important, affectant une écaille de paragneiss M4, met en contact la structure synclinoriale et les gneiss au rubanement régulier au nord. Ce cisaillement est caractérisé par une zone décamétrique à texture granoblastique parsemée d'abondants porphyroclastes quartzo-feldspathiques provenant du démembrement des veines aplo-tonalitiques. Une linéation plongeant vers le sud-est est associée à une asymétrie suggérant un mouvement de chevauchement de la structure synclinoriale vers le nord-ouest.

La limite sud de la structure synclinoriale n'a pas été observée sur le terrain. Toutefois, une troncature des anomalies linéaires du gradient aéromagnétique vertical suggère une zone de cisaillement orientée N110°. Les linéations d'étirement dans le secteur, plongeant vers le nord-est, permettent d'interpréter ce cisaillement comme un rétrocharriage conjugué à la faille inverse bordant le flanc nord du bassin.

La juxtaposition des différents lithofaciès dans la portion sud du synclinorium (lac du Rat d'Eau) peut s'expliquer par un éventuel cisaillement secondaire orienté NO50°.

Les gneiss au rubanement régulier, bordant les paragneiss du Terrain de Témiscamingue au sud du Complexe tonalitique de Pascagama au nord, montrent deux plis kilométriques intrafoliaux associés à des troncatures de foliation, dans le secteur du lac Bongart. Ces structures sont soulignées par le patron des anomalies du gradient aéromagnétique vertical. Elles sont comparables aux troncatures de foliation mésoscopiques observées plus au nord.

## **LE TERRAIN DU LAC TÉMISCAMINGUE**

## LES GNEISS RÉGULIERS LONGEANT LE FRONT DU GRENVILLE

Des gneiss (M4, M2(I1D), M16), possédant une foliation relativement régulière, longent le Front du Grenville sur une bande de 5 à 10 kilomètres sur son côté sud. Ces gneiss sont orientés  $N060^{\circ}/70^{\circ}$  avec une linéation d'étirement plongeant vers l'est entre le lac Adélarde et Forsyth (32C/02 et le nord-ouest de 32C/01). Ils s'incurvent vers une attitude  $N090^{\circ}/70^{\circ}$  avec une linéation plongeant vers le sud-est en suivant la bordure nord du feuillet 32C/01. De là, la zone se divise en deux branches. La première se poursuit vers l'est au nord de la structure synclinoriale (32B/05). Les gneiss ont alors une attitude  $N060^{\circ}/70^{\circ}$  avec une linéation plongeant vers le sud-est. La seconde branche s'infléchit progressivement vers le sud-est en direction de Coquart (nord-est de 32B/04). Les gneiss ont alors une attitude  $N300-320^{\circ}/70^{\circ}$  avec une linéation plongeant vers le nord-ouest ou l'ouest.

La foliation à l'intérieur de ces gneiss est variablement compositionnelle, minérale, migmatitique ou tectonique. Les linéations d'étirement, les linéations minérales et les linéations d'axes de plis mésostructurales sont très abondantes et montrent une orientation régulière. Des fuseaux de foliation, des fabriques SC, des plis asymétriques et de rares porphyroclastes asymétriques indiquent principalement un mouvement de chevauchement vers le nord-est associé à la linéation d'étirement. Des contre-indications suggérant un mouvement normal vers le sud-est sont toutefois aussi présentes.

Les gneiss situés au sud de la zone à foliation régulière, (le Terrain du lac Témiscamingue?), possèdent un grain tectonique d'ensemble comparable à celui de la zone de gneiss réguliers. Cependant, de nombreuses complications structurales y sont présentes, ici décrites d'ouest en est.

## LA STRUCTURE PLISSÉE DES LACS YSER ET YPRES

Les gneissosités mesurées dans la région des lacs Yser et Ypres (nord-ouest de 31N/15) sont remarquables par leur orientation irrégulière. Les linéations minérales et d'étirement y sont peu abondantes. Ce secteur, composé de paragneiss M4 et d'enderbite I1D, est caractérisé par un patron irrégulier des anomalies aéromagnétiques du champ total et de son gradient vertical. Cette structure est interprétée comme le produit du plissement d'un feuillet d'épaisseur kilométrique d'enderbite inséré dans les paragneiss. Trois plis droits serrés de première phase, deux antiformes bordant un synforme orientés parallèlement au Front du Grenville, sont présents. Des portions de ces plis sont visibles sur les photographies aériennes. Le patron sub-circulaire de l'enderbite suggère la présence d'un pli de seconde phase générant une structure en dôme ou bassin, laquelle n'est pas corroborée par les observations de terrain.

## LES LINÉAMENTS PHOTO-INTERPRÉTATIFS SÉCANTS DE LA RIVIÈRE MARQUIS

Trois grands linéaments plurikilométriques visibles sur photos aériennes et sur imagerie



Landsat suivent les vallées de la rivière Marquis, des lacs Armand et Alcide, ainsi que du lac Borley (32C/02). Ces linéaments courbes forment des structures lobées convexes vers le nord s'imbriquant vers le sud. Ce type de structure est suggestif d'une imbrication de chevauchements hors-séquences. Ils ne purent être corroborés par les observations de terrain.

#### DISLOCATIONS MAGNÉTIQUES SUR LE FEUILLET 32C/02.

Trois dislocations aéromagnétiques majeures sont interprétées comme des failles géophysiques dans le secteur sud-est de 32C/02. Ces dislocations, perpendiculaires à la foliation locale, ont des traces de plusieurs kilomètres et pourraient décaler les contacts lithofaciologiques.

#### STRUCTURE LOBÉE DU LAC SYNETTE.

Le secteur du lac Synette (sud-ouest de 32C/01) se situe dans une zone pauvre en affleurement. Il montre à partir de l'interprétation des images Landsat, des photos aériennes et de celle des cartes aéromagnétiques du champ total et du gradient vertical, une structure énigmatique d'environ 6 kilomètres de diamètre. La photo-interprétation révèle des crêtes de collines alignées nord-sud, orthogonale au grain régional N070°. Ce grain topographique s'incurve progressivement dans le grain régional pour suggérer une structure d'enroulement senestre. Cependant, l'orientation et la géométrie des anomalies du gradient aéromagnétique vertical suggèrent plutôt une structure lobée convexe vers le nord-est. Cette structure serait comparable en géométrie et en dimension avec celle formant la terminaison est du Complexe de Chochocouane (31N/16). Comme le secteur du lac Synette est difficile d'accès et qu'il affleure peu, il n'a pas été possible de résoudre le dilemme.

#### STRUCTURES PLISSÉES DES LACS TINGWICK ET DES ORMEAUX.

Deux structures plissées serrées d'amplitude plurikilométriques, coincées dans le grain tectonique régional, sont interprétées au centre du feuillet 32C/01. Ces structures forment des collines et sont bordées par les lacs Tingwick, Romulus, Riopel et Fritz pour la première, et les lacs Des Ormeaux, Trévet (portion sud), Odillon et Dollards pour la seconde. La géométrie plissée de ces structures est suggérée en partie par la topographie et les anomalies à forme irrégulière du gradient magnétique vertical. Elles sont suggérées également par l'imbrication serrée et imparfaitement symétrique des différents lithofaciès. Le plissement parasitique mésoscopique n'est pas significatif. Ces structures pourraient aussi être interprétées comme des fuseaux de foliation dextres.

#### CISAILLEMENT DU LAC FRITZ

Deux affleurements de mylonite d'épaisseur décamétrique, espacés de 8 kilomètres, sont

alignés suivant l'axe des lac Fritz et Brassard. Ces mylonites s'orientent N035°/60° avec une linéation d'étirement bien développée plongeant vers N100°. Un mouvement inverse y est associé. Ce cisaillement ne semble pas décaler de façon significative les différents lithofaciès qu'il recoupe.

## PLI DU LAC TOULOUSE

Un pli hectométrique de première phase, isoclinal et parallèle au grain tectonique local, est interprété au sud du lac Toulouse (centre nord de 32C/01). Ce pli est suggéré par la virgation et l'irrégularité de la foliation et par la présence de plis d'entraînement.

## STRUCTURE CIRCULAIRE DU LAC OLIVA.

Le massif de tonalite IID et de gneiss tonalitique M2(IID) entre les lac Oliva et Ormias (sud-est de 32C/01) montre en photo-interprétation la présence d'une structure circulaire. Cette structure, large de 800 mètres, est mise en évidence par un patron de linéaments concentriques. Elle est imparfaitement supportée par l'orientation des foliations dans les gneiss adjacents.

## LOBES PLISSÉS DES LACS CHOISEUL ET CHENEVERT

Deux lobes plissés montrant une géométrie similaire sont observés dans les secteurs situés au sud des lacs Choiseul et Chênevert (centre de 32B/04). Ces lobes, d'environ 5 kilomètres de largeur, montrent une surface axiale orientée nord-sud, laquelle s'infléchit à leur extrémité nord, dans la foliation régionale orientée vers l'est. Leurs extrémités sud sont des terminaisons périclinales. Ces plis sont visibles grâce à la virgation progressive des foliations, et à l'incurvation des anomalies du gradient magnétique vertical. Aucune signature topographique ne leur est associée.

Ces deux plis sont bordés sur leur flanc ouest par des failles. Ces failles sont interprétées à partir de la troncature des foliations et des anomalies du gradient magnétique vertical. La faille bordant la structure du lac Choiseul semble contrôler partiellement la mise en place du granite I1B/I1C du lac Capitachouane. Le lobe du lac Chênevert est aussi bordé, du côté est, par une faille interprétée à partir de la carte du champ aéromagnétique total et de son gradient vertical. Cette faille tronque les foliations et borde, vers l'est un feuillet de tonalite IID orienté nord-sud et visible grâce à son relief topographique prononcé.

## PLIS DU LAC CHASSAIGNE

Deux synformes isoclinaux intrafoliaux de première phase sont interprétés parallèles à la foliation dans le secteur du lac Chassaigne (Nord-est de 32B/04). Ces plis sont déduits à partir

de la virgation irrégulière des foliations et de la distribution des plis d'entraînement.

#### **PLI DU LAC CAVENDISH**

Une anomalie aéromagnétique en forme de fer à cheval dans le secteur dépourvu d'affleurement situé entre les lacs Cavendish, Rioux, Panet et St-Pol (centre-nord de 31N/16) est interprétée comme la terminaison périclinale ouest d'un synforme isoclinal kilométrique de première phase. Ce pli semble se poursuivre jusqu'à une terminaison périclinale est dans le secteur du lac Mirande (sud-ouest de 32B/04), une quarantaine de kilomètres à l'est. Cette seconde terminaison périclinale est supportée par les anomalies du gradient magnétique vertical et par la rotation de quelques foliations. Les flancs du synforme, isoclinaux, ne peuvent être déduits sur le terrain.

Ce pli est toutefois recoupé d'une anomalie négative linéaire du gradient magnétique vertical. Ce linéament, orienté N060° coupe toute les structures de ce secteur (nord de 31N/16 et sud-est de 32C/01) et pourrait représenter une faille.

#### **PLI DU LAC VIMY**

Un pli ouvert orienté nord-sud est présent dans le secteur du lac Vimy (centre-nord de 31N/16), à la marge des structures lobées du Complexe de Chochocouane. Ce synforme kilométrique, interprété de seconde phase, est mis en évidence principalement par la rotation des foliations.

#### **CHAPELET DE MASSIFS ULTRAMAFIQUES.**

Les six massifs de pyroxénite I4B relevés dans les secteurs des lacs Choiseul, Capitachouane, Péronne et Camachigama forment un alignement quasi parfait. Ces pyroxénites, de par leur habitus particulier, peuvent provenir du démembrement tectonique d'un massif unique. Cet alignement suggère ainsi la présence d'une faille catazonale cryptique orientée N055°. Aucune autre évidence de terrain ne semble supporter cette faille.

Le massif associé avec des pyrigarnites M2,GR et des gneiss mafiques M16, dans le secteur du lac Camachigama, est énigmatique de par sa présence au coeur du Complexe de Chochocouane. Si ce "complexe" représente des nappes catazonales imbriquées, il est possible que le secteur comprenant le massif de pyroxénite puisse représenter une boutonnière du Terrain du lac Témiscamingue sous-jacent au Complexe de Chochocouane.

#### **LE COMPLEXE DE CHOCHOCOUE**

La région couverte par le Complexe de Chochocouane (demi sud-est de 31N/15 et demi sud-ouest de 31N/16) est pauvre en affleurement et présente apparemment un style structural complexe. De plus amples informations sur son style structural peuvent être extraites des cartes aéromagnétiques. Les roches sous-jacentes au complexe définissent des anomalies du champ total et de son gradient vertical assez bien définies. La portion ouest du complexe (31N/15) est caractérisée par des anomalies linéaires monotones alignées N045°, concordantes avec les foliations mesurées. Les linéations minérales ou d'étirement sont peu abondantes et diversement orientées.

La portion est du complexe est caractérisée par des anomalies aéromagnétiques lobées à l'échelle de 5 à 10 kilomètres. Ces lobes, convexes vers le nord-est, entraînent le grain aéromagnétique orienté nord-est à s'infléchir progressivement vers une orientation nord-sud et à venir buter sur la prochaine anomalie linéaire nord-est. Ces structures lobées sont associées à des foliations d'orientation variable. Les linéations minérales et d'étirement, ainsi que les plis d'entraînement sont rares et inconsistants.

Ces structures lobées suggèrent fortement des structures de nappes imbriquées vers le nord-ouest. La même interprétation a été portée par Indarès et Martignole (1989) pour des structures similaires convexes vers le nord-ouest à l'extrémité ouest du terrain "X" qui est probablement l'équivalent partiel du Complexe de Chochocouane.

Trois de ces nappes sont interprétées. La première suit la limite nord de la distribution des granulites M7, le long de la route menant au lac Cambrai (centre-nord de 31N/15). Il ne semble pas y avoir de terminaison lobée à l'extrémité est de ce linéament. La seconde nappe correspond au linéament des lacs Chipilly et Redan (centre et sud-ouest de 31N/15). Sa terminaison lobée à l'est coïncide avec un segment de la rivière Capitachouane et l'extrémité est du lac Camachigama (centre de 31N/16). La semelle de la troisième nappe correspond à la rivière Capitachouane dans la portion inférieure de son cours (sud-est de 31N/15) pour passer par un segment de la rivière Camachigama, le sud du lac de ce nom, le lac Indian et s'incurver vers le sud vers les lacs Courtrai et Roulers (centre-sud de 31N/16).

Les tectonites à la semelle de ces nappes n'ont pas été observées.

## **LA CEINTURE POLYCYCLIQUE ALLOCHTONE**

La ceinture polycyclique allochtone est caractérisée, dans notre secteur, par des lithofaciès comparables à ceux du Terrain du lac Témiscamingue, mais possédant des signatures géochimiques distinctes (Lafèche, en préparation). Cette limite correspond en gros aux massifs syénitiques (sud-est de 32B/4). Aucune structure particulière n'est présente dans les secteurs ici cartographiés qui sont pauvres en affleurement. Des gneiss droits ont été observés plus au sud-est, dans les terrains couverts par Wynne-Edwards et al. (1966).

## MÉTAMORPHISME

L'ensemble des roches de la Province de Grenville a atteint au minimum le faciès des amphibolites supérieurs dans un régime à haute pression. Ce métamorphisme est mis en évidence par les paragneiss à biotite-orthose-kyanite, à biotite-sillimanite-grenat dans les paragneiss M4, l'assemblage à orthose-hypersthène-grenat dans les granulites M7 et à hornblende-clinopyroxène-grenat-plagioclase-quartz dans les gneiss mafiques M16. Ces assemblages suggèrent des pressions entre 7 et 10 kilobars et des températures variant entre 650°C et 800°C (Winkler 1979). Ces estimations des pressions et températures sont confirmées par les travaux de géothermobarométrie quantitative faits par Marchildon (1992) et Berclaz (en préparation).

### **LE COMPLEXE DE SERPENT**

Le métamorphisme dans le Complexe de Serpent est caractérisé par les assemblages à clinopyroxène-hornblende-grenat dans les roches mafiques M16 et à biotite-grenat-hypersthène-plagioclase-quartz dans les paragneiss M4 et les gneiss tonalitiques M2(I1D). L'hypersthène est sporadique, sous forme de reliques et corrodé par l'amphibole, ce qui suggère qu'un intense rétro-métamorphisme a affecté ces roches. Des zones de cisaillement recristallisées contiennent des cristaux d'hypersthène stable, indiquant que cette déformation est antérieure ou contemporaine au paroxysme du métamorphisme. Les roches à hypersthène sont préservées principalement sur le flanc ouest du complexe, près de son contact avec la Province du Supérieur. Le faciès des granulites est rigoureusement absent dans les roches adjacentes appartenant à la Province du Supérieur.

### **LE COMPLEXE TONALITIQUE DE PASCAGAMA**

Les gneiss tonalitiques M2(I1D) et les autres roches quartzo-feldspathiques du Complexe de Pascagama, au nord du feuillet 32B/05, ne possèdent pas un assemblage minéral sensible au métamorphisme. Ces roches sont dépourvues d'hypersthène, ce qui suggère qu'elles n'ont pas atteint le faciès de granulites. Seuls les gneiss tonalitiques mésocrates M2(I1D)m sont susceptibles de l'avoir atteint. Les lambeaux de paragneiss M4 et de gneiss mafiques M16 possèdent les assemblages minéraux habituels.

### **LE TERRAIN DU LAC TÉMISCAMINGUE**

Les paragneiss possèdent typiquement 10 à 50% de mobilisat d'origine locale. Ceci suggère une température minimale de 650°C, probablement plus élevée compte-tenu de sa composition tonalitique (>670°C; Winkler, 1979). La faible abondance d'aluminosilicate, l'indépendance entre la proportion d'anatexie et l'abondance des différentes phases minérales et l'abondance de biotite indiquent que le processus d'anatexie n'était pas contrôlé par les réactions

de déstabilisation de la muscovite ou de la biotite. L'assemblage à biotite-grenat, étant stable sur une grande étendue de pression et température, est peu indicateur. Il est à noter qu'aucune relique de staurotite ou de cordiérite n'ont été observées dans la région.

La kyanite est présente dans le leucosome des paragneiss, et possiblement occasionnelle dans les paléosomes (non confirmée par les travaux de laboratoire). Ceci indique que l'anatexie s'est produite à des pressions supérieures à 8 kilobars (selon les champs de stabilité des aluminosilicates de Richardson et al., 1968; et pour un leucosome tonalitique; Winkler, 1979). Cette pression est confirmée par la paragenèse à clinopyroxène-grenat-quartz des gneiss mafiques M16, ainsi que par la stabilité du talc dans les péridotites I4I alors que les paragneiss adjacents subissaient l'anatexie.

La kyanite est généralement déstabilisée en sillimanite pseudomorphe. Ceci et la présence de fibrolite non-pseudomorphe dans les paléosomes suggèrent un paroxysme de pression antérieur au paroxysme de la température, ce qui corrobore l'interprétation structurale invoquant une imbrication de nappes. C'est de plus confirmé par l'évolution horaire des courbes P-T mesurées par thermobarométrie (Marchildon, 1992). Ces interprétations concordent avec celles de Indarès et Martignole (1989) dans la région adjacente à l'est.

Le faciès métamorphique des granulites est reconnu sur la base de la présence de feldspath vert, de l'hypersthène ou de la patine d'altération chamois caractéristique. Les mésoperthites sont rares compte tenu de la faible proportion de feldspath potassique disponible. La distribution de ce faciès métamorphique sur la carte (isograde de l'orthopyroxène) est quelque peu irrégulière, formant des zones diffuses au coeur du feuillet 32C/01, le coin sud-est de 32C/02 et le coin nord-ouest de 31N/15. La répartition de ces zones n'est pas contrôlée par celle des lithofaciès, sauf dans le cas du massif de gneiss tonalitiques M2(I1D) dans le coin sud-est de 32C/01 et de la structure des lacs Yser et Ypres (nord-ouest de 31N/15). L'abondance de la biotite suggère de plus que les réactions typiques des faciès élevés

biotite+quartz = hypersthène+grenat+orthose

biotite+sillimanite+quartz = grenat+orthose

n'ont pas été atteintes. Ceci est corroboré par la stabilité du talc dans les péridotites I4I. L'absence de texture de corrosion sur les porphyroblastes d'orthopyroxène suggère que la distribution irrégulière du faciès des granulites ne peut être causée par un rétro-métamorphisme incomplet.

## **LE COMPLEXE DE CHOCHOCOUEANE**

Le Complexe de Chochocouane est caractérisé par la présence de granulites qui sont indicatives du faciès métamorphique élevé. La majeure partie du complexe est couverte par l'isograde de l'orthopyroxène. Cependant, les paragenèses minérales indiquant le faciès des granulites n'ont pas été reconnues dans sa portion est (sud-est de 31N/16) et sud (sud de 31N/15).

Des textures identiques, typiques des roches granulitiques, y sont toutefois présentes, impliquant que l'hypersthène a, soit passée inaperçue à cause de la granulométrie fine de la roche, ou a été rétrotransformée. L'indice de coloration plus faible des granulites M7, interprété comme provenant des paragneiss M4, s'explique par la déstabilisation de la biotite.

La conclusion à l'effet que le Complexe de Chochocouane ait été affecté d'un métamorphisme élevé concorde avec celle de Indarès et Martignole (1989) à propos du terrain "X". Toutefois, leur interprétation disant que les roches représentent un socle sous-jacent aux paragneiss ne semble pas valide pour le secteur du Complexe de Chochocouane.

## **POLYMÉTAMORPHISME**

Il a été longuement débattu sur le métamorphisme enregistré par la ceinture parautochtone, à savoir s'il est d'âge archéen (Ouellet, 1988; Gariépy et al., 1990.) ou grenvillien (Ciesielski, 1988) ou encore polymétamorphique (Indarès et Martignole, 1989; Davidson, 1987). Plusieurs évidences d'un polymétamorphisme ont été observées sur le terrain.

Les micro-gabbros I3B coronitiques montrent un métamorphisme incomplet ayant atteint au minimum le faciès des amphibolites (couronne d'amphibole sur les pyroxènes primaires). La présence de grenat indique probablement un régime à haute pression. Ces filons ne sont qu'imparfaitement foliés parallèles à leurs bordures. Toutefois, ces filons sont nettement sécants de la gneissosité des autres lithofaciès et du rubanement migmatitique des paragneiss. Le fait que ces filons possèdent localement des bordures figées implique un gradient de température élevé avec leur encaissant. Leur mise en place est ainsi contemporaine à une exhumation des gneiss encaissants. Comme les micro-gabbros sont eux-mêmes affectés par un métamorphisme, ceci implique un second cycle d'enfouissement.

Les paragneiss M4 sont affectés d'une migmatisation stromatique qui est une trace indélébile du métamorphisme qui les a affectés. Ces veines aplo-tonalitiques se retrouvent démembrées à l'état de nodules et porphyroclastes dans des zones de cisaillement catazonales. Ces cisaillements indiquent en de nombreux endroits un mouvement inverse qui est associé à un processus d'imbrication des nappes grenvilliennes. Le démembrement des veines aplo-tonalitiques implique qu'elles ont subi une déformation postérieure à leur solidification à partir du magma anatexique. Ceci implique un épisode de refroidissement subséquent à la migmatisation. Les tectonites de ces zones de cisaillement montrent une texture granoblastique totalement recristallisée possédant un assemblage métamorphique à biotite et grenat, localement aussi à hypersthène. Ceci implique que ces cisaillements sont affectés d'un recuit métamorphique. Par conséquent, deux épisodes de métamorphisme séparés par une période de relaxation et/ou de refroidissement sont nécessaires pour expliquer ces tectonites.

Bien qu'il soit tentant d'associer ces deux épisodes métamorphiques aux orogénèses kénoraniennes et grenvillienne, l'âge de ces déformations n'est actuellement pas établi.

La distribution observée du faciès métamorphique des granulites dans le Terrain du lac Témiscamingue et le Complexe de Chochocouane permet de mettre en doute les détails du modèle tectonométamorphique proposé par Indarès et Martignole (1989), ainsi que la discrimination des terrains basée sur la présence unique du faciès des granulites tels qu'ils le proposent.

### **LE FRONT DU GRENVILLE**

La zone de juxtaposition tectonique des gneiss grenvilliens et de la Province archéenne du Supérieur, adjacente au nord-ouest est décrite sous le vocable de Front du Grenville ou de zone tectonique du Front du Grenville.

La bande de gneiss à foliation régulière, suivant le nord du terrain paragneissique, représente probablement la principale zone de déformation grenvillienne ayant causée la juxtaposition des faciès métamorphiques contrastés entre les provinces du Grenville et du Supérieur. Cependant, sur une base purement lithofaciologique, le Front du Grenville, ou zone tectonique juxtaposant la Province de Grenville et celle du Supérieur, se compose d'une bande étroite de mylonites mésozonales. Ces mylonites forment des bandes métriques anastomosées sur une largeur d'environ un kilomètre. Elles sont caractérisées par une comminution importante de la roche, une faible recristallisation et la croissance de porphyroblastes de zoïsite et d'allanite indiquant le faciès métamorphique d'amphibolite inférieure. Les mylonites sont inclinées abruptement vers le sud, et montrent une linéation d'étirement omniprésente plongeant orthogonale à la direction de la mylonite. Les indicateurs cinématiques sont équivoques, principalement inverses-senestres, mais localement normaux ou dextres.

Une fracturation cassante sporadique associée à une altération en épidote, hématite, chlorite se superpose localement à ces mylonites, comme dans le secteur au sud de Forsyth (nord-ouest de 32C/01). Des veinules de pseudotachylite M27 leur sont associées. Les stries de glissement sur les plans de faille indiquent variablement un mouvement d'effondrement ou de soulèvement du compartiment sud par rapport à celui au nord.

Le front est bien délimité dans le secteur au sud de la localité de Press, où la zone de mylonite affleure près des lac Gayhurst et Peary (nord-est de 32C/02) et dans les tranchées le long du chemin de fer entre Forsyth et le lac Rochambeau (nord-ouest de 32C/01). Il possède alors une orientation N055°.

Le Front du Grenville est aussi défini par la limite des terrains possédant une forte signature aéromagnétique. Une zone étroite possédant un fort gradient horizontal du champ magnétique, tronquant le grain magnétique NO-SE des bas-plateaux magnétiques adjacents au nord, permet d'extrapoler la position du Front dans les secteurs pauvres en affleurements à l'ouest de 32C/02. Ce bris aéromagnétique correspond aussi à un escarpement topographique et à la limite est de la plaine de sable du lac Ojibwan-Barlow. Le Front du Grenville peut ainsi être extrapolé du lac Peary (centre de 32C/02) au lac Philco nord-ouest de 31N/15. Cette position



correspond à celle proposée par Rocheleau et al. (1987) dans le secteur à l'est du lac Machin-manitou. Ce segment du front montre un patron en escalier avec des paliers orientés N055° et N035°.

A l'ouest du lac Rochambeau, le front s'oriente N085° dans le secteur du lac Steen jusqu'à la jonction du ruisseau Routhier et de la rivière Attic (centre-sud de 32C/08). Des mylonites sont présentes non-loin au nord. Le front s'incurve ensuite vers N035° en direction des lacs Téléphore, Éclair (centre-sud de 32C/08) et Turpin (nord-ouest de 32C/08), où d'autres mylonites sont observées. Le front juxtapose sur ce segment les complexes de Serpent et d'Attic. La position du front sur ce segment est établie comme la limite ouest de l'anomalie aéromagnétique de Mégiscane. Il devient plus diffus vers le nord.

Au nord de la région, le Front du Grenville s'incurve vers l'est N090° dans une zone de mylonite suivant la bordure des feuillets 32B/05 et 32B/12 (Charbonneau, 1969). On observe en cet endroit un décalage de l'anomalie magnétique Mégiscane. Il reprend son orientation nord-est dans le secteur de la baie Noiseux (sud-ouest de 32B/12) où il rejoint la mylonite décrite par Charre (1975).

Une seconde zone de mylonite anastomosée s'embranche le Front du Grenville pour suivre et border la limite sud du Complexe de Serpent. Cette mylonite montre des textures similaires à celles du Front de Grenville avec une signature aéromagnétique en moins. Elle est observée au nord du lac Durant et au centre du lac Serpent (sud-est de 32C/08). Elle possède une orientation N085°, pente abruptement variablement vers le nord ou le sud, et possède une linéation d'étirement orthogonale à sa direction. Les porphyroblastes d'épidote syn-cinématiques sont présents.

## **EFFET DE LA DÉFORMATION GRENVILLIENNE SUR L'AVANT-PAYS DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR**

Les gneiss du Complexe d'Attic sur le feuillet 32C/08 possèdent une foliation orientée selon le grain tectonique kénoranien. Cependant, associée à cette foliation, on observe une linéation d'étirement plongeant modérément vers N100°, ce qui est typique de la déformation grenvillienne, et atypique de celle kénoraniennne. La présence de cette linéation peut suggérer que le socle de la Province du Supérieur a pu absorber une partie de la compression grenvillienne en régime catazonal à mésozonal.

Les tonalites dans le secteur au sud de Press (centre de 32C/02) possèdent une foliation dominante orientée N045°. Cette foliation est associée aussi à une linéation plongeant vers l'est dans certains secteurs. Ces orientations, atypiques pour la sous-province de l'Abitibi, sont parallèles au Front du Grenville. Il est donc aussi possible qu'elles soient causées par la déformation Grenvillienne. Cependant, aucune impression du métamorphisme grenvillien ne semble affecter ces roches, même si cette déformation semble syn-métamorphique.

Les roches des groupes de Garden Island S3 et d'Harricana V3B montrent une augmentation graduelle du métamorphisme à l'approche du Front de Grenville. Les sédiments sont transformés en migmatites à biotite et grenat similaires à celles dans la Province de Grenville (Berclaz, en préparation), alors que les basaltes sont transformés en schistes à hornblende-grenat (Moorhead, en préparation). La transition du métamorphisme des schistes verts archéens aux gneiss grenvilliens se fait en l'espace de quelques kilomètres. Les sédiments et les volcanites métamorphisés possèdent une foliation et un plissement orientés parallèlement au grain tectonique grenvillien.

Ce métamorphisme correspond, soit à une surimpression du métamorphisme grenvillien ou, soit à une remontée des niveaux crustaux kénoraniens plus profonds aux abords du front. Le manque de bris tectonique et la continuité des lithofaciès au long de cette transition suggèrent une surimpression grenvillienne. Cependant, la faille de la rivière Shamus, dans la pegmatite du même nom, au sud-ouest du lac Machi-Manitou (nord-est de 31N/14), montre une orientation parallèle au front et un mouvement inverse sans équivoque. Elle peut ainsi être reliée à l'événement grenvillien et être l'expression de la remontée de blocs faillés de la marge de la Province de Supérieur. Marquis (1983) a interprété un mouvement senestre sur cette faille et a postulé qu'elle représente le front du Grenville dans ce secteur.

Les grandes failles épizonales orientées N040° disséquant le Complexe d'Attic (failles des lac Faillon, Valmy et du ruisseau Canyon) sont parallèles au filon de diabase I3B interprété de la géophysique. Des filons similaires de même orientation ont été datés à 2.2 Ga. (Mortensen communiqué par Ciesielski 1991). Ceci suggère que ces failles pourraient être aussi vieilles que épi-kénoraniennes. L'orientation du Front de Grenville, parallèlement à la trace de ces failles plus anciennes, suggère qu'il aurait emprunté l'une de ces structures lors de sa formation. Il est à noter que la zone de mylonite entre les lacs Canusio et Alphonse (sud-ouest et nord-est de 32B/12; Charre, 1975), interprétée comme la prolongation du Front du Grenville au nord de notre terrain, est quasi parfaitement alignée avec le tronçon du front entre le lac Némago (nord-ouest de 31N/15) et Forsyth (nord-ouest de 32C/01).

## GÉOPHYSIQUE

### **ANOMALIE AÉROMAGNÉTIQUE DE MÉGISCANE**

Une importante anomalie aéromagnétique, appelée anomalie de Mégiscane, est présente le long du Front de Grenville, au nord de la région. Cette anomalie, couvrant 70x15 kilomètres, montre un champ magnétique total d'environ 1,000 gammas au-dessus du champ régional. Cette anomalie coïncide au sud avec le Complexe de Serpent et couvre des gneiss tonalitiques M2(I1D) en sa partie nord. Elle est bordée à l'ouest sur toute sa longueur par la zone de mylonites du Front de Grenville.

Le flanc est de l'anomalie ne correspond à aucune limite structurale, lithofaciologique

ou métamorphique. Le grain tectonique des gneiss y est orthogonal à la bordure de l'anomalie, et par conséquent, des gneiss de même nature se retrouvent à l'intérieur et à l'extérieur de l'anomalie. Le grain du champ magnétique total et de son gradient vertical calculé, caractérisé par des anomalies de faible longueur d'onde (<1-2 kilomètres) et faible amplitude (+/- 500 gammas), est orienté N120°, soit sécant à l'axe de l'anomalie à grande longueur d'onde. Charbonneau (1969, 1973) qui a effectué des mesures de susceptibilité des roches de la région, en était venu à la conclusion que la cause de l'anomalie résidait dans la présence des gneiss à hornblende (gneiss tonalitiques à hornblende M2(I1D), gneiss mafiques M16 et/ou amphibolites M16t). Cependant notre cartographie et celle de Charre (1975) ne mettent pas en lumière une coïncidence des gneiss à hornblende et de l'anomalie, ni du grain tectonique et de l'axe de l'anomalie à grande longueur d'onde. De plus, la présence de magnétite, considérée comme caractéristique aux gneiss à hornblende par Charbonneau, s'avère ubiquiste dans les gneiss tonalitiques M2(I1D) et les tonalites à l'est de l'anomalie aussi bien qu'à l'ouest dans le Complexe d'Attic. Nos travaux suggèrent donc que la cause de l'anomalie n'affleure pas en surface.

Il est à noter que cette anomalie correspond à la première d'un chapelet de quatre anomalies alignées au long du Front du Grenville vers l'ouest. Les anomalies de Cawasaphouane dans le Témiscamingue et de Temagami et Sudbury en Ontario ont des géométries et des amplitudes similaires. Seule celle de Sudbury peut être reliée à une cause connue et observable à la surface.

## **ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE**

Une anomalie gravimétrique de l'ordre de +35 milligals coïncide grossièrement avec les roches du terrain du lac Témiscamingue et du Complexe de Chochocouane compris dans notre région. La cause de cette anomalie peut être modélisée par la simple différence de densité entre les paragneiss à grenat M4 et les gneiss tonalitiques sans grenat M2(I1D). Le trait marquant de cette anomalie est qu'elle soit positive alors que, normalement, les terrains situés au sud du Front du Grenville sont caractérisés par une anomalie gravimétrique négative.

## **GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE**

Le potentiel économique pour les minéralisations en métaux usuels (sulfures massifs volcanogènes) et précieux (or filonien) de la région a été sous-estimé jusqu'à ce jour. Cette affirmation se base sur l'hypothèse que les gneiss de la région pourraient être des équivalents métamorphiques des roches archéennes de la sous-province de l'Abitibi (Moorhead et al., 1991).

## **TRAVAUX ANTÉRIEURS**

Une mine de muscovite et biotite a été exploitée durant les années 1940, en bordure du lac Ho-Ho (centre-sud de 32C/01). Le dépôt se situe dans une pegmatite associée aux diatexites M21 riches en feldspath potassique. La veine de pegmatite, d'une épaisseur de 2 mètres, exploitée sur une longueur d'environ 9 mètres, est orientée N195°/30°, et se situe au pied de la colline. La veine n'est pas foliée, et découpe la gneissosité et les veines de quartz dans les diatexites. La muscovite et la biotite forment des cristaux limpides et idiomorphes pouvant atteindre jusqu'à 15 centimètres de diamètre et plusieurs centimètres d'épaisseur. La pegmatite a une composition granitique; le feldspath potassique montre une couleur saumonée et le plagioclase, blanc, possède une texture d'antiperthite. La muscovite et la biotite atteignent en moyenne 5% et 3% respectivement. La muscovite forme une zone au coeur de la pegmatite parallèle à ses bordures. La biotite forme des cristaux plus petits concentrés le long d'une zone de 30 cm d'épaisseur le long des bordures de la pegmatite. Aucun autre minéral d'intérêt n'est noté, ni aucune anomalie géochimique.

Un dépôt de grenat a été mis en valeur vers le début du siècle près de la localité de Langlade (nord-ouest de 32B-04; Bancroft, 1916; Service des mines, 1928; Faessler, 1935). Les paragneiss M4 de cet endroit contiennent environ 25% de grenat récupérable, de qualité jugée commerciale à l'époque. Les tranchées effectuées à l'époque (1927), en bordure du chemin de fer, n'ont pu être retrouvées.

Plus récemment, Shell Resources a entrepris des travaux de reconnaissance dans le secteur de l'anomalie Mégiscane (Côté, 1977; Birkett, 1979; 1980). Un levé électromagnétique aéroporté, une cartographie de reconnaissance, divers travaux de surface sur les propriétés et quelques forages ont été effectués. Bien que des anomalies aient été ciblées, aucun indice minéralisé significatif ne fut mis à jour. Aucune des propriétés n'a été maintenue. Une cartographie de reconnaissance a aussi été réalisée par cette même compagnie dans le secteur central de la région ici cartographiée (Birkett, 1981).

## **TRAVAUX EN COURS**

Éperonné par l'idée de la prolongation des ceintures de roches vertes de la sous-province de l'Abitibi dans les séquences parautochtones grenvilliennes (Moorhead et al. 1991; Birkett et al., 1991) dans le secteur, Cominco inc. a entrepris en 1989 des travaux de reconnaissance dans la région. Poursuivie en 1990, cette reconnaissance a abouti à une campagne de jalonnement en 1991 et à divers travaux de surface. Des terrains ont aussi été jalonnés récemment par divers prospecteurs indépendants. On estime à plus de 600 le nombre de claims jalonnés au cours de 1991.

## **INDICES MIS A JOUR PAR LA PRÉSENTE CARTOGRAPHIE**

Divers indices et métallotectes ont été mis en lumière au cours de la cartographie. Sept

contextes retiennent notre attention:

## 1 : ANOMALIES AURIFÈRES

Sur les trente analyses effectuées, trois indiquent des valeurs anormales en or. La première (#1 sur la carte, 22 ppb Au) se situe dans une pyrigarnite ou un gneiss mafique M16 anormalement riche en grenat. Une analyse d'un autre échantillon pris à quelques mètres de ce dernier dans le même type de gneiss a rapporté une valeur de 37 ppb Au. Elle se situe au sud du lac Choiseul (centre de 32B/04) à proximité des gneiss grenatifères (méta-formation de fer M2,GR) et du massif de pyroxénite I4B. Ces pyrigarnites sont proposées comme des roches mafiques altérées et métamorphisées. Rappelons que les indices d'or du lac Canoë dans le Complexe d'Ashuanipi d'Age archéen, à l'est de Schefferville, ont un contexte similaire (Lapointe, 1987).

Une seconde anomalie (16 ppb. Au, #2 sur la carte) a été observée à l'aplomb d'un ruban de gneiss à biotite rouillés encaissés dans des gneiss intermédiaires à hypersthène M2(2). Cette anomalie se situe à la bordure sud-est du massif tonalitique entre les lacs Oliva et Ormias (sud-est de 32C/01). Outre la légère altération rouille, rien ne laissait présager cette anomalie.

La troisième anomalie (#3, 11 ppb. Au) est associée à des gneiss mylonitiques pyritisés dans la zone de faille du Front du Grenville au sud de Forsyth (Nord-ouest de 32C/01). L'indice est localisé dans la tranchée du chemin de fer et facilement visible à cause de l'altération ferrugineuse ocre qui lui est associée. Cette zone de protomylonite d'un mètre d'épaisseur contient à jusqu'à 10% de porphyroclastes de pyrite.

## 2 : CHAPEAUX DE FER ASSOCIÉS AUX PARAGNEISS

Les paragneiss M4 sont facilement reconnaissables à leur patine d'altération rouille. Cette altération provient de l'oxydation de la pyrrhotite qui est ubiquiste dans ce lithofaciès. Des chapeaux de fer sont localement associés à ces affleurements. Un zone importante (#4 sur la carte) est située immédiatement à l'est de Gagnon Siding (coin nord-est de 32C/01). Une épaisse croûte limonitique est présente du côté nord de la voie ferrée, celle-ci contient des blocs de paragneiss fortement altérés. Les paragneiss sont observés au sud de la voie ferrée. Par les journées de forte chaleur, une odeur de dioxyde sulfureux se dégage de la zone.

Un second chapeau limonitique est présent dans le ruisseau situé à deux kilomètres au sud du lac Bongard (centre de 32B/05). Un paragneiss rouillé recoupé de veines de quartz pyriteuses est sous-jacent au gossan. Une teneur anormale de 0.03% en zinc y est associée.

Des croûtes d'altération ferrugineuse sont présentes sur de nombreux autres affleurements de paragneiss. Une anomalie de 0.03% Zn est notée au nord du lac Caron (centre-ouest de 32B/04, #5) associée à des paragneiss anormalement riches en biotite. Une dernière anomalie de 0.02% Co est détectée dans des paragneiss pyriteux, dans un tranchée de la voie de chemin de fer 1 kilomètre à l'est de Bolger (centre-sud de 32C/08).

### 3 : SULFURES DISSÉMINÉS DANS LES ROCHES MAFIQUES

Des traces de sulfures (<1%) apparaissent disséminées dans les diverses roches mafiques de la région. Ces sulfures sont principalement la pyrrhotite, la chalcopyrite et localement des agrégats de pyrite secondaire. Ils forment de petites concentrations, révélées par la patine d'oxydation ferrugineuse, dans le gabbro du lac Tingwick (centre de 32C/01) et des gneiss mafiques au nord du lac Méran (Complexe de Serpent, sud-est de 32C/08). Les roches mafiques possèdent des teneurs non-anomales de 0.01-0.03% Cu, 0.02-0.04% V, 0.01% Zn.

### 4 : META-FORMATION DE FER

L'affleurement de gneiss grenatifère M2,GR, au sud du lac Choiseul (centre de 32B/04) a été interprété comme une formation de fer silicatée rubanée affectée par le métamorphisme. Son association avec les ultramafites I4B et les gneiss mafiques M16, et la présence de sulfures disséminés, suggère un contexte potentiellement aurifère. Aucune des analyses effectuées (3) n'est anormales.

### 5 : VEINES DE QUARTZ

Les veines de quartz sont abondantes dans presque tous les lithofaciès, notamment les gneiss mafiques M16. Ces veines présentent des relations diverses en regard du métamorphisme et de la déformation. Elles peuvent être précoces et démembrées dans la foliation, ou tardives et sécantes. Elles sont localement pyriteuses. Aucune parmi la dizaine d'analyses effectuées n'a révélé d'anomalie.

### 6 : ROCHES CALCO-SILICATÉES

Les roches calco-silicatées M14 sont des roches à la paragenèse minérale anormale. Elles ne présentent pas les paragenèses typiques des méta-sédiments carbonatés. De plus leur présence en faible quantité sans autre association avec des métasédiments de plate-forme, en font des roches énigmatiques. Elles sont interprétées par les auteurs comme des roches altérées subséquentement affectées par le métamorphisme. Cette hypothèse en ferait des cibles pour l'exploration minérale.

### 7 : PEGMATITES DANS LES PARAGNEISS

Les pegmatites à biotite et sillimanite/kyanite associées aux paragneiss dans les secteurs des lacs Capitachouane et Choiseul (centre de 32B/04) renferment localement des petits cristaux (3-10 mm, 1%) bleutés ou verdâtres. Ces cristaux ressemblent beaucoup à des béryls, par contre une analyse à la microsonde indique qu'il s'agit plutôt de kyanite.

### 8 : VERMICULITE

Un échantillon de vermiculite a été rapporté par M. Roger Sigouin au bureau du géologue résident de Val d'Or, il affirmait que l'échantillon provenait de la région située entre les lacs du Radeau et Bongard (centre-sud de 32B/05). L'indice se trouve sur le côté N du chemin forestier principal de direction E-W à 5 km à l'est du pont sur la rivière Kékek. Sa dimension ne dépasse pas 1 m<sup>2</sup> et semble être le produit de l'altération superficielle d'une zone riche en biotite associée avec un affleurement de roches ultramafiques.

## **INDICES NON-LOCALISÉS LORS DE NOS TRAVAUX**

- Deux indices de cuivre sont indiqués sur les cartes de compilation des gîtes minéraux (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1979, fiches de gîtes du MERQ. G-131-01 et G-122-01, 1970) aux lacs Indian et Akos. Ces fiches indiquent des minéralisations de pyrite et bornite disséminées dans des gabbros (probablement les affleurements indiqués par Retty 1934). Ces indices ne purent être retrouvés lors des travaux faits par l'équipe du CGQ en 1990.

- Un indice de molybdénite est indiqué sous les lignes de transport d'énergie près du ruisseau Provencher (Laurin 1965, sud-est de 32B/05). La molybdénite y forme des feuillets disséminés dans les paragneiss M4. L'indice n'a pas été recherché lors de nos travaux. Cependant, il est possible que cette molybdénite soit en fait du graphite qui est occasionnel dans les paragneiss M4.

- Il est à noter qu'un galet d'origine glaciaire, composé de sulfures massifs (pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite), a été retrouvé par les auteurs dans la région de Forsyth (nord-ouest de 32C/01).

## **INDICES RAPPORTÉS PAR DES PROSPECTEURS LOCAUX, NON-CONFIRMÉS PAR NOS TRAVAUX**

- Des dépôts limonitiques nous ont été décrits dans le lac Provencher (nord-est de 32B/04).

- Un prospecteur nous a rapporté que des forages ont été effectués dans le secteur du lac Saar (centre-est de 31N/16) sur un indice aurifère. Aucune mention de ces travaux n'est présente dans les travaux statutaires déposés au MERQ.

- Des minéralisations cuprifères nous ont été rapportées dans le secteur du lac Hachette (sud-est de 32B/04) par le même prospecteur.

- Un autre prospecteur nous a indiqué des veines de quartz, pyrite, chalcopryrite et molybdénite dans les collines au nord-est de l'extrémité nord du lac Serpent (centre-est de 32C/08).

- Une veine de quartz dans les gneiss tonalitiques à la décharge du lac Pascagama dans la rivière Mégiscane (centre-nord de 32B/05) a été travaillée par un prospecteur. Aucune évidence de

minéralisation n'a été observée par l'auteur.

- M. Frank Sigouin, propriétaire du club Kapitachuane, natif de la région et dont le père était prospecteur, nous a raconté que dans le début des années 1940, un prospecteur leur avait rapporté un échantillon de minerai de nickel (!) provenant de la région de la source de la rivière Chochocouane (centre de 32C/01). La recherche pour retrouver l'indice avait été infructueuse, mais avait mené à la découverte du gîte de mica qui fût par la suite exploité.

- M. Sigouin nous a aussi parlé d'un indice d'or dans la région de l'île aux Renards, sur le lac Pascagama, au nord de la région (centre-est de 32B/12). Cet indice aurait été découvert vers 1928. À noter que la Compagnie minière Québec-Cartier a effectué des travaux dans ce secteur sur le site de la carbonatite indiquée par Charbonneau (1973).



## REMERCIEMENTS

L'excellente collaboration qui a existé entre l'équipe du Service Géologique du Nord-Ouest du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et le Centre Géoscientifique de Québec de la Commission Géologique du Canada est redevable tant à la volonté de collaborer des chercheurs impliqués des deux organismes, qu'au climat de bonne entente concernant ce projet entre les instances politiques impliquées.

Les auteurs sont redevables aux divers géologues qui participèrent à la cartographie, à ceux qui partagèrent leurs idées ou leurs données de terrain et aux étudiants qui participèrent aux travaux : P. Brouillette, B.W. Charbonneau, A.Ciesielski, S. Eddy, R. Godue, S. Lévesque, S. Paradis, S. Roy, C. Savard, M. Tellier. Une visite guidée par Mr R. Hébert et A. Berclaz dans le secteur du lac Machi-Manitou a été profitable. Les discussions générées avec les différents participants lors de l'excursion effectuée dans la région au mois de septembre dernier ont été grandement stimulantes, en l'occurrence les nombreuses informations de M. A. Davidson (CGC.). La camaraderie de l'équipe de Cominco est à noter.

Les auteurs sont aussi redevables de l'accueil qui leur fût offert par les différents pourvoyeurs de la région, spécialement M. Sigouin du Club Kapitachuane, Bérubé du Domaine Forsyth, Pacquin de Da-Rou-Lac ainsi que les divers autres résidents de la région.

Mme J. Rioux, MM. D. Racicot et P. Gingras sont remerciés pour le travail effectué lors de la mise en carte géomatique.

L'unité de gestion Mégiscane du Ministère de Forêts a gracieusement mis à notre disposition les images Landsat de la région.

M. Guy Richard des Hélicoptères Transit a été apprécié pour son efficacité comme pilote.

Finalement, les auteurs désirent remercier Maurice Rive pour ses commentaires et corrections de ce texte.

## RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S. 1981. Catalogue des gîtes minéraux, région de l'Abitibi, ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-744, 58 pages.
- BANCROFT, J.A., 1917. Reconnaissance géologique le long du chemin de fer National Transcontinental entre Hervey Junction et Doucet et le long du chemin de fer Nord Canadien depuis Ste-Thècle jusqu'à la Rivière-à-Pierre. *Dans* Rapport sur les opérations minières dans la Province de Québec. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec, pages 133-176.
- BELL, A.M., 1933. Assup river map-area, and prospects in Vauquelin and Tiblemont townships. Rapport Annuel du Service des Mines de Québec, **1932-B** pages 61-92.
- BELL, L.V., 1933. Granitic gneisses in the Foch area, Abitibi. Rapport Annuel du Service des Mines de Québec, **1932-B** pages 93-104.
- BERCLAZ, A., Mémoire de Maîtrise en préparation, Université Laval.
- BERTHOLUS, M., 1976, Région du lac Faillon. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-169, 63 pages.
- BIRKETT, T.C. - GIRARD, R. - MOORHEAD, J. (sous-presse), Carte géologique de la Province de Grenville à l'est de l'Axe Louvicourt-Val d'Or-Senneterre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- BIRKETT, T.C. - MARCHILDON, N. - PARADIS, S. - GODUE, R. 1991. The Grenville Province to the east of Val d'Or, Québec: a geological reconnaissance and a possible extension of the Abitibi greenstone belt in the Grenville parautochthonous belt. Recherches en cours, Commission Géologique du Canada, papier **91-1c** pages 1-7.
- BIRKETT, T.C., 1981. Haig and Échouani areas, Québec reconnaissance. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-39051, 25 pages.
- BIRKETT, T.C., 1980. Mégiscane Project, Geological report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-39056, 12 pages.
- BIRKETT, T.C., 1979. Mégiscane River, Geological report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-39055, 19 pages.
- CHARBONNEAU, B.W., 1973. A Grenville Front magnetic Anomaly in the Mégiscane lake area, Québec. Commission Géologique du Canada, papier 73-29, 20 pages.

- CHARBONNEAU, B.W., 1969. A Grenville Front magnetic anomaly, Mégiscane lake area, Québec. Commission Géologique du Canada, papier 69-1A, pages 70-77.
- CHARRE, R., 1975. Région des lacs Mégiscane-Mesplet. Ministère des Richesses Naturelles, RG-166, 31 pages.
- CIESIELSKI, A., 1988. Geological and structural context of the Grenville Front South-East of Chibougamau, Québec. Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, papier 88-1C pages 353-366.
- COTÉ, R., 1977. Summary report, Québec reconnaissance, Mégiscane Area. Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-39054, 12 pages.
- DAVIDSON A., 1987. Grenville Front relationships near Killarney, Ontario. *Dans* The Grenville Province. MOORE, J.M., DAVIDSON, A., BAER A.J., éditeurs, Association Géologique du Canada, Volume spécial 31 pages 107-117.
- FAESSLER C., 1936. Mégiscane river headwaters area. Rapport annuel du bureau des mines du Québec 1935-C pages 27-38.
- GARIÉPY, C. - VERNER, D. - DOIG, R., 1990. Dating Archean metamorphic minerals south of the Grenville front, western Quebec, using Pb isotopes. *Geology*, v. 18, pages 1078-1081.
- GIRARD, R. - BIRKETT, T.C. - MOORHEAD, J. - LAFLECHE, M. - MARCHILDON, N., 1991. Cartographie dans le Grenville à l'est de Senneterre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 91-26 pages 27-29.
- INDARES, A. - MARTIGNOLE, J., 1989. The Grenville Front south of Val d'Or, Québec. *Tectonophysics*, 157 pages 221-239.
- LACOSTE, P. - GAUDREAU, R. - ROCHELEAU, M., 1987. Géologie des cantons de Vauquelin, de Pershing et de Haig. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-87-01.
- LAFLECHE, M. Manuscript en préparation.
- LAPOINTE, B., 1987. Géologie de la région du lac Palliraut. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. ET 87-?? (sous-presse).
- LAURIN, A.F., 1965. Le bassin du réservoir Gouin, comtés d'Abitibi-est et Lavolette. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-130, 20 pages.

- LOWTHER G.K., 1936. Villebon-Denain Area, Abitibi, Témiscamingue and Pontiac Counties. Rapport annuel du bureau des mines du Québec **1935-C** pages 39-52.
- MARCHILDON, N., 1992. Mémoire de Maîtrise en préparation, Département de Géologie, Rensselaer Polytechnical Institute, Troy, NY., USA.
- MARQUIS, R., 1983. Étude tectono-stratigraphique à l'est de Val d'Or: Essai de corrélation structurale entre les roches métasédimentaires des groupes de Trivio et de Garden Island et application à l'exploration aurifère. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal. 174 pages.
- MOORHEAD J. - GIRARD, R. - BIRKETT, T.C., 1991. Prolongement vers l'est des ceintures de roches vertes de l'Abitibi à l'intérieur de la Province de Grenville: Nouvelles cibles d'exploration à l'est de Senneterre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 91-17, 4 pages.
- MOORHEAD, J., 1991. Structure aurifères du batholite de Pascalis-Tiblemont. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 91-18, 5 pages.
- MOORHEAD J. (en préparation). Géologie de la bande volcanique de Carpentier-Tavernier. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-XX (manuscrit soumis).
- OTTON, J.K., 1978. Région des lacs Bouchette-Landron. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-181, 113 pages.
- OUELLET, E., 1988. Évolution tectono-métamorphique de la continuité lithologique des roches vertes du Supérieur dans la zone orogénique des la Province du Grenville. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 362 pages.
- PERCIVAL, J., 1991. Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens Igneous Suite, Ashuanipi granulite Complex, Labrador-Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **28-5** pages 743-753.
- PERCIVAL, J.A. - GIRARD, R., 1988. Structural character and history of the Ashuanipi Caomplex in the Schefferville Area, Québec-Labrador. Commission Géologique du Canada, Recherches en cours, Papier **88-1C** pages 51-60.
- RETTY, J.A. Région du Haut Gatineau. Rapport annuel du service des mines de Québec, **1933-D** pages 147-168.
- RICHARDSON, S.W. - BELL, P.M. - GILBERT, M.C., 1967. The aluminium silicates. Carnegie Institution Yearbook, Washington, **65** pages 248-252.

- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989. A new tectonic division of the Grenville Province, southeastern Canadian Shield. *Tectonics*, **8-1** pages 63-84.
- RIVES, M., 1974. Géologie de la région de Belleterre et du lac Bay. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-270, 18 pages.
- ROCHELEAU M. - HÉBERT, R. - ST-JULIEN, P. - GAUDREAU R. - PERRIER B. - LACOSTE P., 1987. Synthèse stratigraphique, paléogéographique et géologique du secteur de Vauquelin, de Pershing et de Haig. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 87-52. 153 pages.
- SERVICE DES MINES DU QUÉBEC, 1928, Rapport sur les opérations minières dans la Province de Québec. Ministère de la Voirie et des Mines, 225 pages.
- TIPHANE, M. - DAWSON, K.R., 1950. Villebon, Québec. Commission Géologique du Canada, carte 998A.
- WEGRIA, H. - BERTOLUS, M., 1975. Région du lac Maricourt. Ministère des Richesses Naturelles, RG-173, 37 pages.
- WILSON, W.J., 1910. Geological Reconnaissance along the line of the National Transcontinental Railway in western Québec. Commission Géologique du Canada, Mémoire #4, 56 pages.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New-York, 348 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H.R. - GREGORY, A.F. - HAY, P.W. - GIOVANELLA, C.A. - REINHARDT, E.W., 1966. Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec. Commission Géologique du Canada, papier 66-32, 32 pages.