

RG 2001-03

Géologie de la région de la rivière Baune et des lacs à l'Aigle et Canatiche, 22P/02,
22P/03 et 22P/04

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

**Énergie et Ressources
naturelles**

Québec

RG 2001-03

Géologie de la région
de la rivière Baune
et des lacs à l'Aigle et Canatiche
(22P/02, 22P/03, 22P/04)

Serge Chevé
André Gobeil
Thomas Clark
N'Golo Togola

Accompagne les cartes
SI-22P02-C3G-01J, SI-22P03-C3G-01J,
SI-22P04-C3G-01J



Déformations polyphasées dans les paragneiss du Complexe de Magpie.

2001

Québec 

Géologie de la région de la rivière Baune (22P/02) et des lacs à l'Aigle(22P/03) et Canatiche (22P/04)

Serge Chevé¹

André Gobeil¹

Thomas Clark¹

N'Golo Togola¹

RG 2001-03

(Accompagne les cartes SI-22P02-C3G-01J SI-22P03-C3G-01J et SI-22P04-C3G-01J)

¹. Géologie Québec (MRN).

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Aphrodite Indares

Édition et mise en pages

Claude Dubé ing.

Dessin assisté par ordinateur

Nathalie Drolet et Charlotte Grenier

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2001/03/23

RÉSUMÉ

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Manitou sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Province géologique de Grenville. Elles font partie de la *Ceinture allochtonne polycyclique* et de la *Ceinture magmatique interne*.

Une douzaine de lithodèmes ont été définis dans le cadre du projet Manitou. Les lithologies dominantes qui les caractérisent, permettent de définir régionalement cinq familles distinctes. Celles-ci sont représentées par : 1) les ensembles ignés du « substratum »; 2) les ensembles gneissiques; 3) les ensembles gabbronoritiques granulitiques; 4) les ensembles anorthositiques; et, 5) les ensembles intrusifs tardifs. Des contacts tectoniques cisaillants et/ou chevauchants caractérisent la plupart des limites entre ces ensembles, à l'exception de ceux des intrusions tardives. Tous les lithodèmes ne sont pas exposés dans la région considérée dans le présent rapport qui traite de la région de la rivière Baune (22 P/02) et des lacs à l'Aigle (22 P/03) et Canatiche (22 P/04).

Les ensembles ignés du « substratum » réfèrent au Complexe de Canatiche et au Gabbro de Baune, deux lithodèmes qui caractérisent les assises de la plus grande partie du levé géologique abordé dans le présent rapport. Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage composé surtout de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques. Le *Gabbro de Baune* définit un lithodème de gabbro massif à folié, généralement ophitique. Tous les deux apparaissent comme les éléments d'un « substratum » sur lequel ont chevauché, du SSE vers le NNW, le Complexe de Manitou et le lobe nord de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et, de l'ESE vers l'WNW, les complexes de Magpie et de Poisset.

Les ensembles gneissiques sont identifiés au Complexe de Manitou et au Complexe de Magpie. Le *Complexe de Manitou* constitue une entité géologique essentiellement gneissique au travers de laquelle ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées. Le *Complexe de Magpie*, nouvelle entité régionale définie de part et d'autre du lac Magpie, se compose essentiellement de gneiss feldspathique et de gneiss quartzofeldspathique. Aucun lien physique ne permet de relier en surface ces deux complexes ni de les considérer comme parties intégrantes d'un même bassin.

Les ensembles gabbronoritiques granulitiques regroupent les complexes de Matamec et de Poisset, deux entités ignées recristallisées au faciès des granulites et distantes de plus de 80 km l'une de l'autre. Seul le *Complexe de Poisset* est exposé dans la région traitée par le présent rapport.

Les ensembles anorthositiques s'identifient aux *suites anorthositiques de Fournier et de Havre-Saint-Pierre* et à l'*Anorthosite de Tortue*. De dimensions variées, ces entités sont caractérisées par un continuum lithologique couvrant le spectre anorthosite-leuconorite-leucogabbro et par des quantités mineures de norite, de gabbro, de troctolite et de pyroxénite.

Les ensembles intrusifs tardifs réfèrent aux plutons et dykes, de dimensions très variables, qui recoupent les unités précédentes. La *Brèche de Marsal* au nord du feuillet 22 P/02 est l'intrusion la plus récente. Cette brèche de diatème au faciès de la prehnite-pumpellyite est nettement postérieure à l'orogenèse grenvillienne et constitue un type de manifestation ignée qui, jusqu'à présent, n'avait pas été rapporté dans la région.

Une grande diversité de minéralisations caractérise la région. Depuis le début des années 1990, celles de Fe-Cu-ÉTR-Y dans des leucogranites du Complexe de Canatiche et de Cu disséminé dans le gneiss quartzofeldspathique du Complexe de Manitou ont été les plus intensément explorées. Ces minéralisations, qui s'apparentent à des gîtes de classe mondiale, constituent le principal intérêt métallogénique des terrains étudiés dans le présent rapport. Le potentiel métallifère de la région réside en outre dans les roches mafiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, du Gabbro de Baune et du Complexe de Canatiche au travers desquelles plusieurs indices de Cu-Ni-(Co-EGP-Au) et des concentrations d'ilménite-apatite ont été identifiés. Le potentiel pour des minéralisations épigénétiques et tectono-métamorphiques de Zn-Cu-Pb-Ag doit être également considéré dans les roches mafiques cisaillées tardivement. Enfin, parmi les particularités métallogéniques, mentionnons le niveau de formation de fer sur la rive sud-ouest du lac à l'Aigle et les concentrations anomalies en ÉTR, Zr, Y, Nb et Th de plusieurs affleurements de granite du Complexe de Canatiche.

TABLE DES MATIÈRES

5

INTRODUCTION	7
But du travail	7
Localisation et accès	7
Physiographie	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	10
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	10
DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES	14
Complexe de Manitou (mpPmnt)	14
Complexe de Magpie (mpPmag)	15
Gneiss feldspathique et gneiss quartzofeldspathique à biotite et hornblende non magnétique (mpPmag1a) et magnétique (mpPmag1b)	16
Paragneiss (mpPmag2)	16
Orthogneiss granitique à tonalitique (mpPmag3)	16
Gabbro et/ou amphibolite (mpPmag4)	16
Granite (mpPmag5)	16
Complexe de Canatiche (mpPcan)	17
Unités granitiques (mpPcan1)	17
Unités gabbro-anorthositiques (mpPcan2)	20
Unités gneissiques (mpPcan3)	20
Gabbro de Baune (mpPbau)	21
Complexe de Poisset (mPpoi)	22
Gabbronorite granoblastique (mPpoi1)	23
Granite massif à folié (mPpoi2)	23
Suite anorthositique de Fournier (mPfrn)	24
Anorthosite à leuconorite (mPfrn1)	24
Leuconorite à norite (mPfrn2)	24
Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (mPhsp)	25
Unité non différenciée d'anorthosite et de leuconorite (mPhsp1)	25
Leucogabbro grenatifère, recristallisé, folié, gneissique ou rubané (mPhsp3)	25
Gabbronorite coronitique, gabbro, leucogabbro et anorthosite (mPhsp4)	27
Anorthosite de Tortue (mPtör)	27
Brèche de Marsal (Pmrs)	28
Lithologies diverses	28
Mangérite (I2O)	28
Monzodiorite (I2H); monzodiorite et monzogabbro(I2Ha); syénite, syénite quartzifère et syénogranite magnétique (I2Da)	29
Péridotite (I4I)	30
Petites intrusions tardives et/ou dykes	30
Brèche paléozoïque à ciment micritique silteux (BR [CB])	31

GÉOLOGIE STRUCTURALE	31
Éléments analysés	31
Éléments structuraux dans le Complexe de Canatiche et le Gabbro de Baune	31
Éléments structuraux dans le Complexe de Poisset et dans la Suite anorthositique de Fournier	32
Éléments structuraux dans les complexes gneissiques de Manitou et de Magpie	32
Éléments structuraux dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre	32
Analyse structurale	33
MÉTAMORPHISME	35
Métamorphisme prograde	35
Métamorphisme rétrograde	36
GÉOLOGIE HISTORIQUE	36
Données géochronologiques	36
Apport des nouvelles données géochronologiques	39
Les terrains du projet Manitou dans le contexte de l'orogenèse grenvillienne	40
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	41
Introduction	41
Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les intrusions mafiques-ultramafiques (type 1)	41
Fe-Ti \pm P \pm V \pm Zn dans les intrusions mafiques (type 2)	43
Fe \pm Ti \pm P \pm Cu \pm ÉTR \pm F \pm Mo \pm Au \pm Ag d'origine hydrothermale probable (type 3)	43
Cu \pm Zn \pm Pb \pm Ag dans le paragneiss quartzofeldspathique (type 4)	44
Cu \pm Ni \pm Zn \pm Pb \pm Au \pm Ag tectono-métamorphique (type 6)	45
ÉTR \pm Y \pm Zr dans les intrusions felsiques diverses (type 7c)	45
Fe dans la formation de fer (type 8)	46
CONCLUSION	46
RÉFÉRENCES	47
ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES	49
ANNEXE 2 : TABLEAU 2	53

INTRODUCTION

But du travail

Le présent document rapporte les résultats de la deuxième phase, celle de l'été 1997, du projet Manitou. Localisé au nord-est de Sept-Îles, le projet Manitou consistait en de nouveaux levés géologiques faisant partie du Programme d'exploration minière du Moyen-Nord, lequel avait été lancé en 1994 par le ministère des Ressources naturelles du Québec. Son objectif était d'intégrer ces nouveaux levés aux informations préexistantes, d'en faire la synthèse à la lumière des connaissances géologiques et gîtologiques actuelles. Il s'agissait aussi d'élaborer des modèles pour améliorer la connaissance du potentiel minéral de la Côte-Nord et pour orienter les travaux d'exploration vers les secteurs les plus prometteurs.

Localisation et accès

La région cartographiée en 1997 et considérée dans la présente étude est située approximativement à 125 km au NNE de Sept-Îles (figure 1). Elle couvre une superficie d'environ 2275 km² limitée au sud et au nord respectivement par les latitudes 51°00' et 51°15' et, à l'est et à l'ouest, par les longitudes 64°30' et 65°40'. Pour les fins du présent rapport, nous lui avons adjoint, sur nos figures, les deux tiers ouest du feuillet 22 P/04 (entre les longitudes 65°40' et 66°00'; figures 2a et 2b et figure 4) qui ont été cartographiés par Blais (1960).

La plus grande partie de la région n'est accessible que par voie aérienne. Le lac Magpie, le lac à l'Aigle, le lac Canatiche et plusieurs autres lacs permettent l'amerrissage d'hydravions à partir de la base du lac des Rapides située à 10 km au NW de Sept-Îles. La ligne de chemin de fer de la *Quebec North Shore and Labrador Railway* (QNSL), qui relie Sept-Îles à Wabush et Schefferville, traverse la partie médiane du feuillet 22 P/04, du nord au sud, en empruntant la vallée de la rivière Wacouno (cf. figure 4); elle n'offre cependant pas de véritable moyen d'accès terrestre dans la région. La ligne hydroélectrique d'Hydro-Québec provenant de Churchill Falls (Labrador) suit un tracé comparable, à quelques kilomètres de distance, sur les hauts plateaux qui bordent, à l'est, cette même vallée.

Physiographie

La région cartographiée se situe à la limite sud du Bouclier canadien et offre une topographie accidentée typique du rebord du Plateau laurentien. Elle correspond dans son ensemble à une pénéplaine en voie de réjuvénation dont l'altitude moyenne se situe aux environs de 600 m. Des collines et des monticules arrondis, modelés par les

glaciations et généralement étirés NNW-SSE, dépassent ce niveau moyen de quelques cinquantaines de mètres pour culminer entre 750 et 825 m. Ces élévations constituent probablement des reliefs résiduels d'un ou de plusieurs autres paliers de pénéplanation comme il semble en être le cas, plus au sud, dans la région des lacs Manitou et Nipisso (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999).

L'empreinte de la glaciation trouve sa meilleure expression dans le profil en auge des vallées du lac Magpie (centre du feuillet 22 P/02), de la rivière Magpie Ouest (limite entre le feuillet 22 P/02 et 22 P/03), de la rivière Manitou (centre du feuillet 22 P/03) et de la rivière Wacouno (centre du feuillet 22 P/04, à l'ouest de la région cartographiée). Au fond de ces vallées encaissées de plus de 150 m par rapport aux plateaux adjacents (près de 400 m dans le cas du lac Magpie), les rivières serpentent sur un lit de sable et de gravier entrecoupé de barres rocheuses et de nombreux rapides. Les effets de la réjuvénation postglaciaire se manifestent par des ruisseaux et des petites rivières qui interconnectent et drainent les lacs des hauteurs et qui, pour se rendre vers les principales rivières de la région, dissèquent le rebord des plateaux en formant des vallées en «V» très encaissées et très accidentées. La rivière Lavaivre qui canalise les eaux du lac à l'Aigle et des terrains situés à l'ouest de notre région, est l'exemple le plus typique de ce type de drainage.

Outre le profil en auge des principales vallées, l'empreinte de la glaciation se manifeste par le modelé et les stries de quelques affleurements (surtout ceux en bordure des lacs) et par une couverture de dépôts morainiques et de blocs erratiques sur la plus grande partie de la région. Les secteurs où ces manifestations glaciaires sont les plus représentatives se situent autour du lac Marsal (NE du lac Magpie), entre le lac Magpie et la rivière Magpie Ouest (région centre-ouest du feuillet 22 P/02), entre la rivière Magpie Ouest et la rivière Manitou (coin SE du feuillet 22 P/03) et dans la région des lacs à l'Aigle, Canatiche et Premio-Réal (limite entre les feuillets 22 P/03 et 22 P/04).

Travaux antérieurs

Les premiers levés géologiques systématiques aux limites de la Haute et de la Moyenne-Côte-Nord (figure 2a) furent réalisés aux tournants des années 1930 et 1940 dans la région estuarienne de la rivière Moisie (Faessler, 1945) et dans la région du lac Matamec (Greig, 1945). Le lancement en 1951 par le ministère des Mines du Québec, d'un programme de cartographie géologique le long de la voie ferrée de la QNSL et dans les régions adjacentes permit de prolonger la connaissance géologique vers l'est, le long du fleuve Saint-Laurent (Klugman, 1954 et 1955) et vers l'intérieur des terres le long des cours inférieur et moyen de la rivière Manitou (Jenkins, 1956 et 1957) et le long de la vallée des rivières Nipissis (affluent rive gauche de la rivière Moisie) et Wacouno (tributaire rive gauche de la rivière Nipissis) (Blais 1960; Hogan, 1971). Tous ces levés

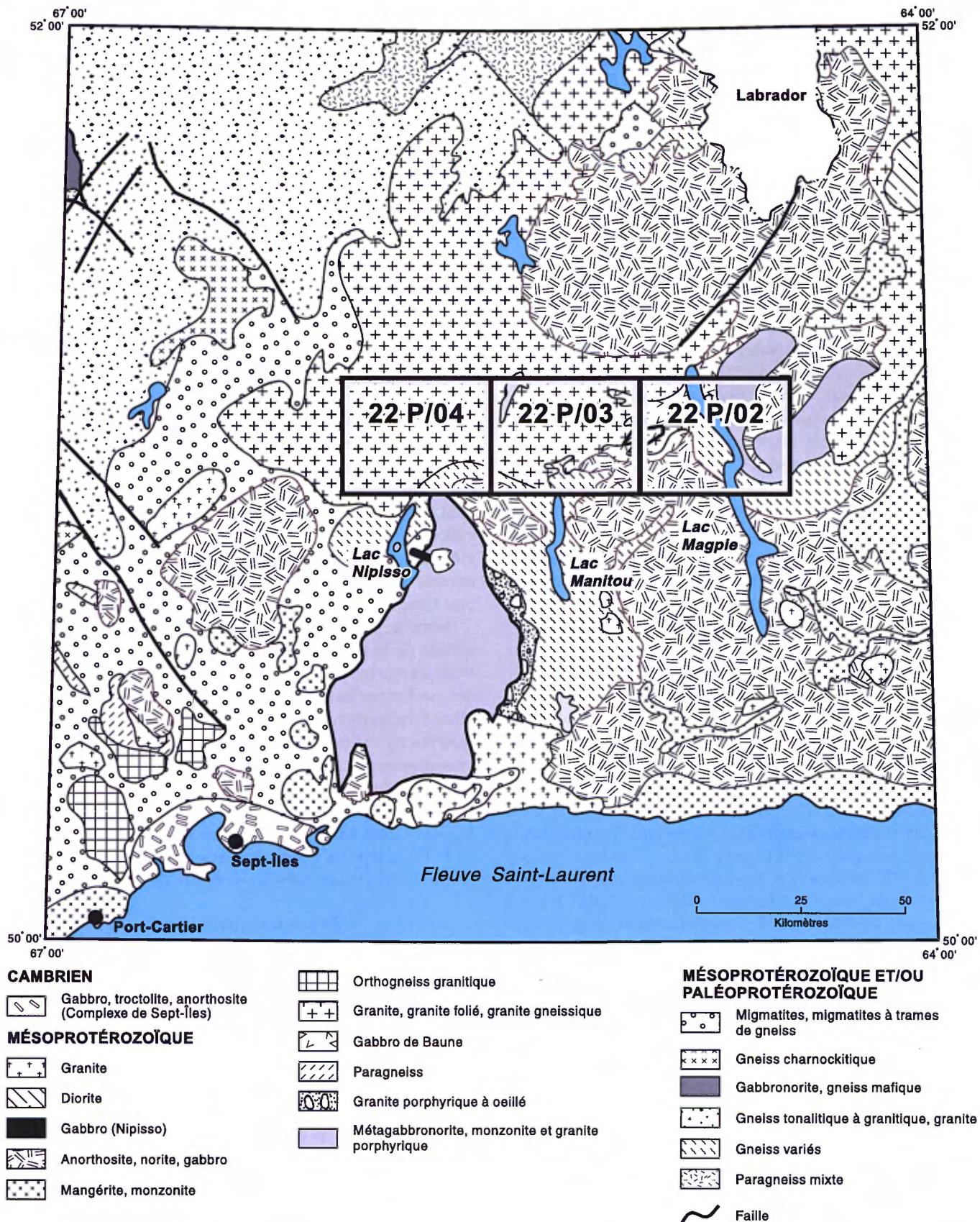


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée dans le cadre géologique de la Côte-Nord. Géologie simplifiée d'après Avramtchev (1985) et Davidson (1996).

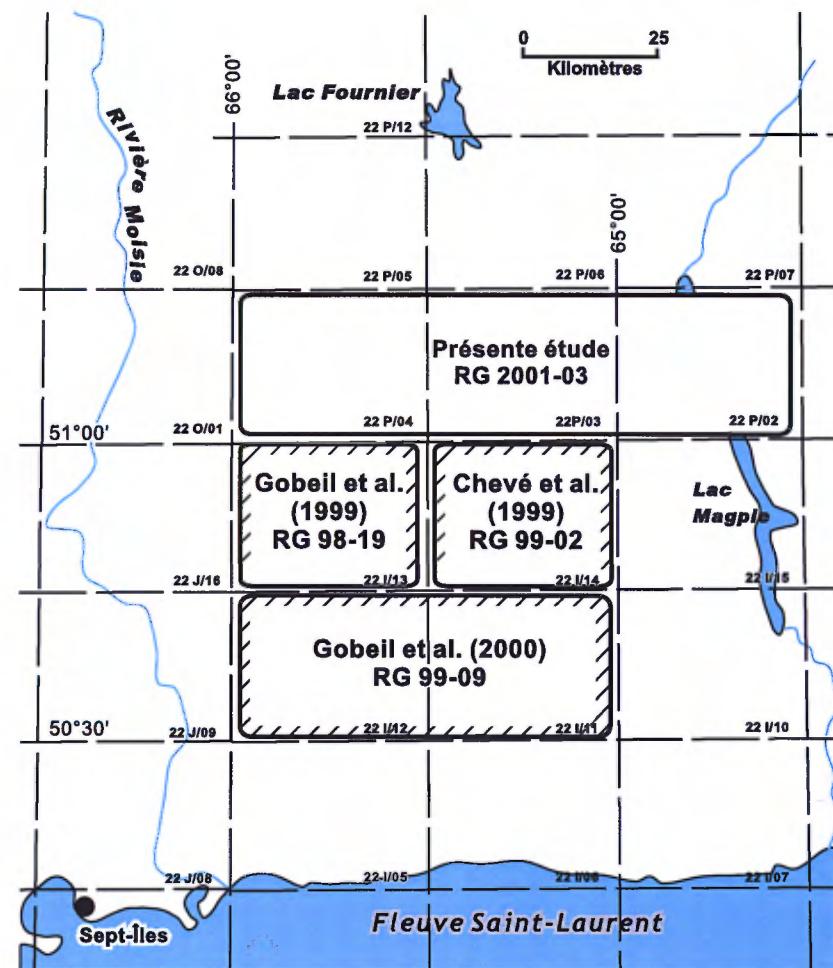
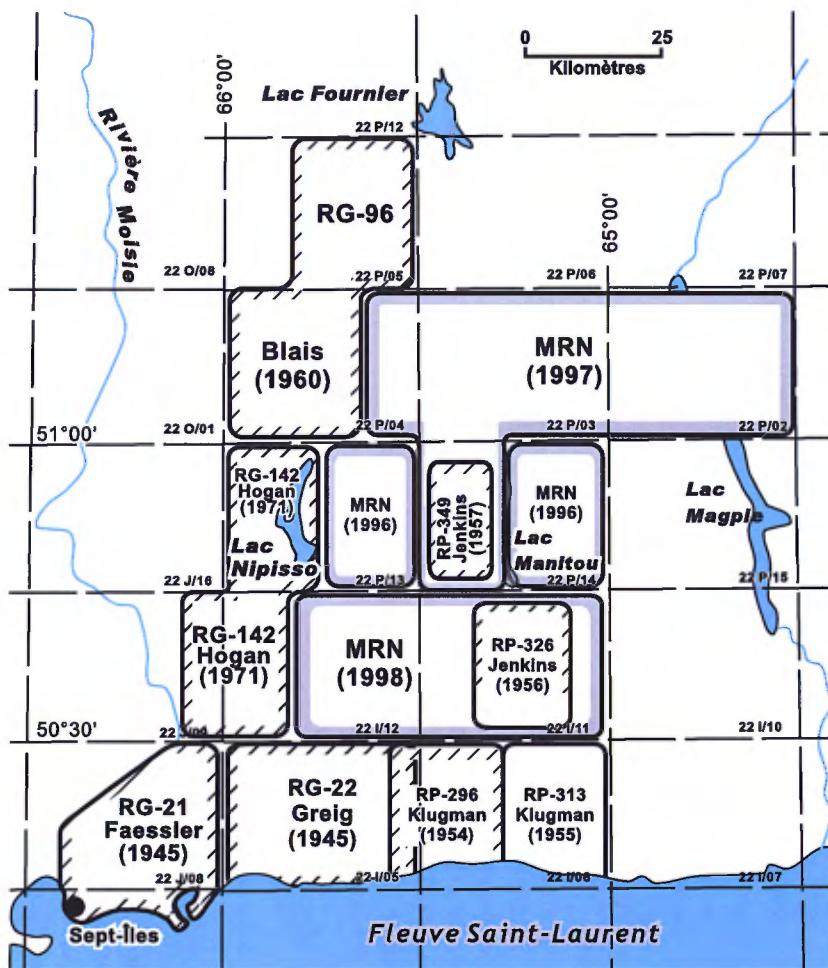


FIGURE 2 – a) Localisation des travaux antérieurs dans la région étudiée et dans les régions adjacentes et localisation des travaux de terrain du MRN réalisés en 1996, 1997 et 1998 dans le cadre du projet Manitou. b) Localisation des territoires faisant l'objet de publications du MRN dans le cadre du projet Manitou.

(figure 2a) ont été réalisés à l'échelle de 1 mille au pouce (1:63 360).

Un levé régional au 1:250 000, réalisé par le ministère des Richesses naturelles en 1970 dans le cadre du «Projet Grenville», permit de compléter l'information géologique et de faire la synthèse des données acquises antérieurement dans la région (Sharma et Franconi, 1975).

Au fil des ans, la région de la Côte-Nord a connu quelques ruées d'exploration minière. La région a été prospec-tée pour le fer et le fer-titanium au cours des années 1950 dans les régions de Gagnon-Fermont et de Havre-Saint-Pierre et pour l'uranium au cours des années 1960 et 1970 dans les régions de la Moyenne et de la Basse-Côte-Nord. La mise en évidence de plusieurs anomalies géochimiques dans le levé régional de géochimie de sédiments de fond de lac du ministère des Richesses naturelles du Québec (Choinière, 1987; Beaumier, 1989) a ravivé l'intérêt pour la prospection sur la Côte-Nord et l'a orientée vers les métaux usuels. C'est dans ce cheminement que s'inscrivent, depuis 1990, les découvertes de nombreux indices polymétalliques ($Cu \pm Zn \pm Pb \pm Au \pm Ag$) hydrothermaux et d'un prospect de $Cu-TR$ ($La + Ce + Sm$) $\pm F \pm Mo \pm Au$ de type *Olympic Dam* ou *Kiruna*, associé à des oxydes de fer (Perry et Raymond, 1996).

Lors de la première phase du projet Manitou, au cours de l'été 1996, les levés de cartographie géologique au 1:50 000 du ministère des Ressources naturelles ont couvert les demies est des feuillets SNRC 22 I/13 (Gobeil *et al.*, 1999) et 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999). La découverte de l'indice de Cu-Ni-Co du lac Volant (Perreault *et al.*, 1996; Gobeil *et al.*, 1999; Nabil, 1998) et celle des indices de Cu-Ni dans les massifs anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue (Clark *et al.*, 1996), à la fin de cette campagne de cartographie, ont initié une exploration minière sans précédent dans la région. Suite à ces découvertes, le MRN a amorcé, à la fin de l'automne 1996, un levé régional de géophysique héliportée visant à couvrir les feuillets SNRC 22 I/11, 22 I/12, 22 I/13 et 22 I/14 (figure 3; Dion et Le-févre, 1999a, 1999b, 1999c et 1999d). Près de 10 000 claims ont été subseqemment jalonnés jusqu'au printemps 1997 (Perreault et Gaudreau, 1997). La programmation de l'été 1997 du projet Manitou (figure 2a) portait sur les feuillets 22 P/02 (Rivière Baune), 22 P/03 (Lac à l'Aigle), sur le tiers est du feuillet 22 P/04 (Lac Canatiche) et sur la demie ouest du feuillet 22 I/14 (Lac Manitou). Le présent rapport exclut les travaux sur la demie ouest du feuillet 22 I/14 qui, intégrés à ceux de 1996 sur la demie est du même feuillet, ont été publiés dans un précédent rapport (Chevé *et al.*, 1999).

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier leurs collègues géologues Chantal Bilodeau, Stéphane Dufour, Julie Fredette, Mochine Ider, Abdelali Mouksil, Hassan Nabil et N'Golo Togola de leur aide efficace. Ces travaux n'auraient pu être

réalisés sans l'assistance non moins efficace, tout au long de nos cheminements, de Kathy Allard, Louis-André Am-broise, Bernard Fontaine, Julie Maillé, Joseph Malek, Fré-déric Marceau, Simon Paquet, Nadine Petit et de Mélanie Tremblay. Les travaux au camp de Edgar St-Onge et les talents culinaires de Raymond Pelletier et de Steve Belle-mare furent grandement appréciés. Nous ne voudrions pas-ser sous silence le professionnalisme des pilotes d'hélicop-tère George MacLean et Zotique Lemieux des Services aériens gouvernementaux du Québec qui, en 1997, ont su nous conduire en toute sécurité dans les régions les plus difficiles d'accès de notre territoire de travail. Sincères remerciements également aux pilotes d'avion d'Air Sague-nay qui nous ont ravitaillés tout au long de l'été.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Mani-tou sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Province géologique de Grenville. Elles font partie de la *Ceinture allochtone polycyclique* (Rivers *et al.*, 1989) et de la *Ceinture magmatique interne* (Gower *et al.*, 1991; Gower, 1996).

L'intégration de nos levés géologiques des étés 1996, 1997 et 1998 aux levés préexistants (Jenkins, 1957; Hogan, 1971; Blais, 1960) et aux données aéromagnétiques per-mettent de reconnaître plus d'une douzaine de lithodèmes sur les terrains du projet Manitou. Par les lithologies domi-nantes qui les caractérisent, ces lithodèmes définissent ré-gionalement cinq familles distinctes, représentées par : 1) les ensembles ignés du « substratum »; 2) les ensembles gneis-ques; 3) les ensembles gabbronoritiques granulitiques; 4) les ensembles anorthositiques; et, 5) les ensembles intrusifs tardifs. Des contacts tectoniques cisailants et/ou chevauchants caractérisent la plupart des limites entre ces ensembles, à l'exception de ceux des intrusions tardives. Tous les lithodèmes ne sont pas exposés dans la région considérée dans le présent rapport (figure 4). Toutefois, ils constituent les éléments d'un puzzle qui se doivent d'être analysés ici pour la compréhension de la géologie régionale.

Les ensembles ignés du « substratum » réfèrent au Com-plexe de Canatiche et au Gabbro de Baune, deux nouveaux lithodèmes qui caractérisent les assises de la plus grande partie du levé géologique abordé dans le présent rapport. Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneis-ques ou migmatitiques. Il englobe des feuillets et des enclaves d'anorthosite, de gabbro et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches cal-cositacées et de formation de fer. Le *Gabbro de Baune* définit un lithodème de gabbro massif à folié, à grain fin à moyen, généralement ophitique. Des niveaux mineurs de norite à grain grossier et d'anorthosite s'y logent de même que des enclaves de gneiss quartzofeldspathique. Les rela-

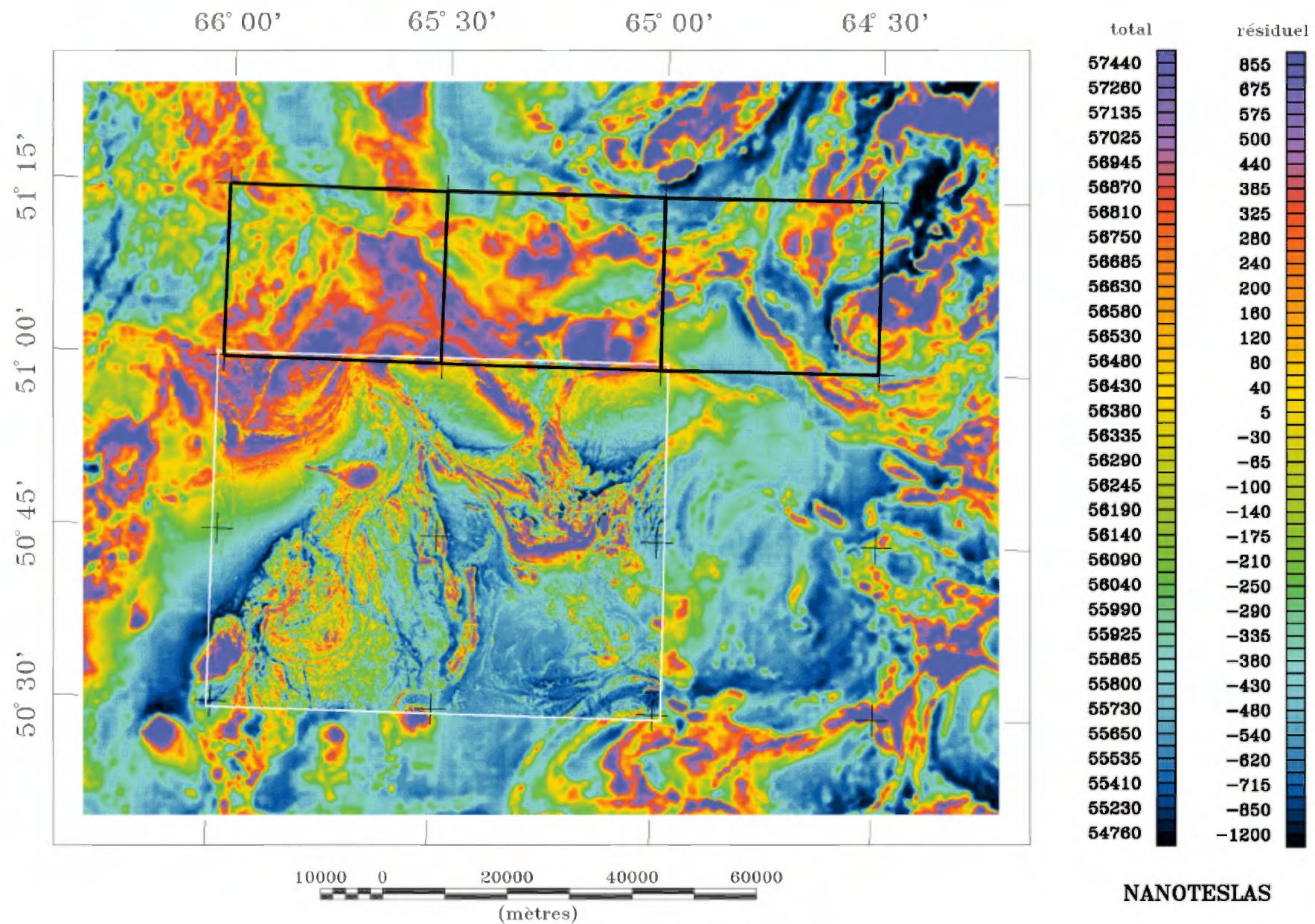


FIGURE 3 – Carte régionale du champ magnétique total résiduel de la région du projet Manitou et localisation du levé magnétique héliporté réalisé pour le ministère des Ressources naturelles de l'automne 1996 à l'automne 1997 (cadre blanc; Dion et Lefebvre, 1999a, 1999b, 1999c et 1999d). Le cadre noir limite les feuillets SNRC traités dans le présent rapport.

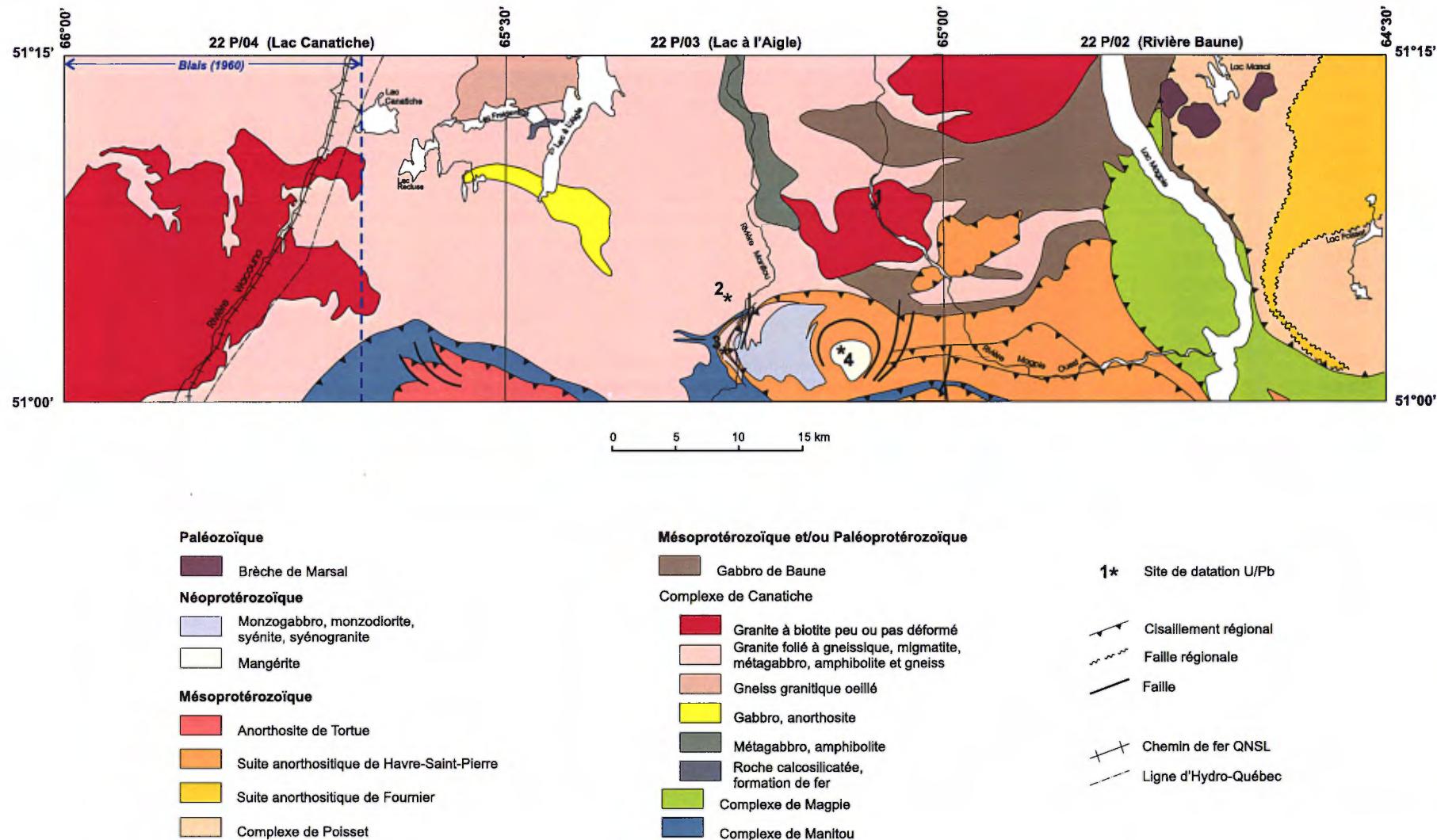


FIGURE 4 – Les grands ensembles géologiques de la région de la rivière Baune (22 P/02) et des lacs à l'Aigle (22 P/03) et Canatiche (22 P/04). Fond géologique simplifié tiré des cartes accompagnant le présent rapport.

tions d'âge entre ces deux lithodèmes demeurent incertaines. Tous deux apparaissent cependant comme les éléments d'un « substratum » sur lequel ont chevauché, du SSE vers le NNW, le Complexe de Manitou et les leucogabbros grenatifères et gneissiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre ainsi que, de l'ESE vers l'WNW, les complexes de Magpie et de Poisset.

Les ensembles gneissiques sont identifiés au Complexe de Manitou et au Complexe de Magpie. Le *Complexe de Manitou* constitue une entité géologique essentiellement gneissique au travers de laquelle ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées. Le gneiss quartzofeldspathique, le gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende (\pm biotite, \pm grenat) et le gneiss granitique constituent les lithologies gneissiques dominantes. Elles sont accompagnées de paragneiss (incluant des paragneiss à sillimanite et/ou graphite, quartzite et roches calcosilicatées) et de métagabbro et/ou amphibolite à pyroxènes. Les unités intrusives y sont représentées par de la mangérite, du leucogranite rose à magnétite, du granite folié à gneissique, de la syénite, de la syénite à néphéline et un cortège de petites masses de matériel granitoïde syn-, tardi- ou post-cinématique de composition granitique à tonalitique. Toutes les roches gneissiques du Complexe de Manitou ont atteint des conditions de métamorphisme régional de haut degré. Elles sont au faciès des granulites au pourtour du lac Manitou et au faciès des amphibolites, à l'ouest, dans la région du lac Nipisso. Un gradient métamorphique croissant d'ouest en est, à mettre en relation probablement avec la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, se dégage ainsi dans la région. Le *Complexe de Magpie* constitue une nouvelle entité régionale de roches gneissiques définie de part et d'autre du lac Magpie dans la demie est du feuillet 22 P/02. L'assemblage qui le définit est composé essentiellement de gneiss feldspathique et quartzofeldspathique dans lesquels s'intercalent quelques niveaux de paragneiss rouillés. Il est complété par des orthogneiss granitiques à tonalitiques, des gabbros, des amphibolites foliées à gneissiques et par une masse circonscrite de granite folié. Ces deux complexes montrent des similitudes lithologiques. Celles-ci apparaissent particulièrement entre le Manitou du nord du lac des Eudistes (feuillet 22 I/11; Gobeil *et al.*, 2000) et l'extrémité nord-ouest du Magpie. Aucun lien physique ne permet cependant de relier ces deux complexes en surface et de les considérer comme parties intégrantes d'un même bassin. Si tel a été le cas, leur dissociation actuelle ne peut être que le résultat d'un démembrément tectonique ou d'un isolement suite à l'intrusion des différents lobes anorthositiques du Havre-Saint-Pierre.

Les ensembles gabbronoritiques granulitiques regroupent deux complexes qui présentent de grandes similitudes pétrographiques malgré une distance de plus de 80 km. Ce sont les complexes de Matamec et de Poisset, deux entités ignées recristallisées au faciès des granulites mais d'âges mesurés ou postulés différents. Le *Complexe de Matamec*

n'affleure pas dans les terrains investigués pour le présent rapport. Il constitue une entité géologique régionale d'environ 70 km d'extension nord-sud et de 40 km de largeur est-ouest, circonscrite grâce à une signature magnétique spécifique et à une anomalie gravimétrique positive. Le Complexe de Matamec est composé de gabbronorite, de mangérite, de monzonite, de quelques intrusions de gabbronorite à olivine et de granite. Quelques septa de gneiss d'extension kilométrique et de puissance hectométrique et des brèches enderbitiques hétérolithiques de dimensions comparables accompagnent le tracé de quelques discontinuités tectoniques internes d'importance. Le dyke de gabbronorite du lac Volant (22 I/13) auquel sont associées des minéralisations de Cu-Ni-Co constitue une phase intrusive tardive de ce complexe (Gobeil *et al.*, 1999). Ses relations avec les terrains limitrophes permettent de considérer le Complexe de Matamec comme une nappe de chevauchement transportée sur le Complexe de Manitou et ceinturée par une zone de cisaillement ductile (Gobeil *et al.*, 1999 et 2000; Chevè *et al.*, 1999). Le *Complexe de Poisset* est introduit dans le présent rapport pour définir une entité de gabbronorite granoblastique au sein de laquelle sont reconnues des quantités mineures de monzonite, quelques enclaves de gneiss quartzofeldspathique et quelques petites masses de granite massif à folié. Le Complexe de Poisset forme la majeure partie du socle rocheux du plateau situé à l'est du lac Magpie. Dans les limites de la région cartographiée, il se présente en deux corps soulignés par une susceptibilité magnétique très élevée et entre lesquels s'insère, avec des contacts déformés et cisaillés, l'extrémité sud de la Suite anorthositique de Fournier. Cette signature magnétique permet de prévoir un prolongement de chacun de ces deux corps sur plus d'une dizaine de kilomètres, tant au nord qu'à l'est du feuillet 22 P/02.

Les ensembles anorthositiques sont identifiés aux suites anorthositiques de Fournier et de Havre-Saint-Pierre et à l'Anorthosite de Tortue. De dimensions variées, ces lithodèmes sont caractérisés par un continuum lithologique couvrant le spectre anorthosite-leuconorite-leucogabbro. Des structures magmatiques primaires de litage y sont observables en quelques endroits. De la norite, du gabbro et de la troctolite constituent des faciès mineurs au sein de ces roches plagioclasiques. Il en est de même pour la pyroxénite qui, toutefois, s'observe surtout dans les zones bordières de l'Anorthosite de Tortue et des différents lobes du Havre-Saint-Pierre; c'est dans cet environnement qu'ont été recensées les plus importantes minéralisations de Cu-Ni en environnement anorthositique.

Les roches plagioclasiques qui s'insèrent et se pincent vers le sud entre les deux corps gabbronoritiques du Complexe de Poisset, à la limite est du feuillet 22 P/02 (présent rapport) ont été associées à la *Suite anorthositique de Fournier*. Cette association repose uniquement sur l'interprétation des levés aéromagnétiques de la région et s'inscrit dans le même sens que l'interprétation de Sharma et Franconi (1975). Lithologiquement, la Suite de Fournier

montre de nombreuses similitudes avec la Suite anorthositaire de Havre-Saint-Pierre. Elle s'en distingue cependant par son grain nettement plus grossier, dans son ensemble, et par l'absence de grenat dans la paragenèse minérale. Elle s'en distingue également par sa structuration linéaire interne (linéation NE plutôt que SE) et par son implication dans un chevauchement WNW sur le Gabbro de Baune. Ce chevauchement qui s'est effectué en réponse à des contraintes compressives tardives, approximativement E-W, est postérieur à l'événement chevauchant SSE-NNW qui a amené le Complexe de Manitou et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre sur les ensembles ignés du «substratum». Sur les cartes synthèses au 1:250 000 de Sharma et Franconi (1975), la *Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre* définit, quant à elle, une masse irrégulière amiboïde inscrite dans un polygone d'environ 150 km de diamètre. Le lobe nord-ouest de cette masse, isolé du corps principal (lobe de Sheldrake) par un profond et étroit couloir de cisaillement chevauchant dans lequel se logent des gneiss du Complexe de Manitou, appartient au territoire du projet Manitou (Chevé *et al.*, 1999). Il en est de même pour le lobe nord, traité dans le présent rapport, qui offre des structures foliées, gneissiques et mylonitiques porteuses de linéations tectono-métamorphiques indicatrices d'un transport tectonique vers le NNW. L'*Anorthosite de Tortue* est limitée à une masse circonscrite ovale orientée NW-SE d'environ 250 km² sise à la limite des feuillets 22 I/13, 22 I/14, 22 P/03 et 22 P/04. Des contacts cisaillés caractérisent sa périphérie et suggèrent qu'elle a été impliquée dans la même dynamique tectonique ESE-WNW que ses encaissants gneissiques du Complexe de Manitou.

Les *ensembles intrusifs tardifs* regroupent tous les plutons et dykes, de dimensions très variables qui recoupent les unités précédentes. La plupart de ces intrusions se manifestent en surface par des corps bien circonscrits et porteurs d'une signature magnétique généralement tranchée avec les roches encaissantes. Parmi ces intrusions, notons le *Granite de Bigot* (Gobeil *et al.*, 1999), le *Dyke de Nipisso* (Gobeil *et al.*, 1999) et les intrusions composites de granite-gabbro représentées par l'*Intrusion de Boutereau* et l'*Intrusion de Laura* (Gobeil *et al.*, 2000). D'autres intrusions ne s'expriment que par leurs parties apicales, tel le *Granite de Cacaoni* (Gobeil *et al.*, 2000), ou ont entraîné leur encaissant et leur toit dans un bombement intrusif, tels les corps de mangérite, monzonite, monzodiorite et syénite de la partie sud du feuillet 22 P/03 (présent rapport). De nombreux dykes de gabbro, de gabbronorite, de diabase, de granite et de pegmatite, peu ou pas déformés, d'épaisseur décimétrique à métrique, d'extension longitudinale limitée et d'attitude variable, appartiennent à ce groupe. L'intrusion la plus récente est sans conteste la *Brèche de Marsal* (présent rapport) au nord du feuillet 22 P/02. Cette brèche de diatème dont la matrice mafique est au faciès de la prehnite-pumpellyite est en effet nettement postérieure à l'orogenèse grenvillienne, tout comme

le sont probablement quelques dykes particulièrement frais de diabase.

DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Complexe de Manitou (*mpPmnt*)

Le Complexe de Manitou définit un assemblage de roches gneissiques, de roches intrusives felsiques et de roches mafiques à ultramafiques déformées et métamorphisées, localisées de part et d'autre du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999). La signature magnétique de ces roches permet de suivre le complexe vers l'ouest, jusqu'à la vallée de la rivière Nipissis (Gobeil *et al.*, 1999) et vers le sud, jusqu'au lac des Eudistes (Gobeil *et al.*, 2000). Vers le nord, l'extension du Complexe de Manitou est beaucoup plus restreinte. En effet, tel que nous l'avons cartographié dans le cadre du présent rapport, ce dernier se limite à :

- 1) une lanière de 1 à 2 km de largeur pincée entre l'Anorthosite de Tortue et le Complexe de Canatiche à la limite des feuillets 22 P/03 et 22 P/04; et,
- 2) en une aire d'environ 50 km² plus ou moins profondément interdigitée avec le Complexe de Canatiche et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, à la limite centre-sud du feuillet 22 P/03.

Hormis quelques pointements de granitoïdes syn- à tardicinématiques de composition granitique à tonalitique (unité *mpPmnt2f*) et un pointement de mélagabbro coronitique que nous assignons à l'unité *mpPmnt3a* (coin sud-ouest du feuillet 22 P/03), le Manitou des feuillets 22 P/03 et 22 P/04 se limite à des unités gneissiques dont la prédominance lithologique se fonde sur :

- le gneiss quartzfeldspathique;
- le gneiss à clinopyroxène, à orthopyroxène et à hornblende (\pm biotite et grenat);
- les paragneiss;
- le gneiss granitique; et,
- l'amphibolite et/ou le métagabbro.

Les variations lithologiques ne sont pas suffisamment significatives par rapport à ce que nous avons décrit dans la région du lac Manitou (feuillet SNRC 22 I/14) pour justifier une reprise détaillée de la pétrographie de ces roches. Pour cette raison, nous invitons le lecteur à consulter le rapport de cette région pour en prendre connaissance (Chevé *et al.*, 1999). Rappelons simplement les principales caractéristiques de ces unités et, au besoin, quelques particularités inhérentes à la région traitée dans le présent rapport, la principale étant l'introduction d'une nouvelle unité, l'unité *mpPmnt1h*.

L'unité mpPmnt1a à prédominance de gneiss quartzo-feldspathique constitue l'unité de fond des terrains du Manitou cartographiés dans la vallée de la rivière Manitou à la limite centre-sud du feuillet 22 P/03. Des niveaux, non cartographiables au 1:50 000, de puissance décimétrique à hectométrique et de continuité longitudinale limitée, de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende, de gneiss granitique et de paragneiss accompagnent le gneiss quartzo-feldspathique dans la définition de l'unité mpPmnt1a. Toutes ces lithologies sont communément l'hôte de niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolite semblable à celle qui caractérise l'unité mpPmnt1e.

*L'unité mpPmnt1h à prédominance de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende constitue par sa distribution géographique la seconde unité gneissique en importance du Complexe de Manitou du feuillet 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999). Elle y définit des bandes peu épaisses, 500 m à un kilomètre généralement, qui se poursuivent latéralement sur quelques kilomètres de longueur en suivant le grain tectonique. Aucune bande semblable n'a été cartographiée sur les feuillets du présent rapport. Soulignons cependant la présence de cette lithologie en des niveaux non cartographiables de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur dans les unités mpPmnt1a et mpPmnt1d.*

*L'unité mpPmnt1c à prédominance de paragneiss est l'unité qui, géographiquement, est la plus restreinte des unités gneissiques du Complexe de Manitou dans la région du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999). Il en est de même pour les terrains du présent rapport où elle affleure sur quelques km² seulement, à la limite centre-sud du feuillet 22 P/03. Toutefois, à cet endroit, le paragneiss diffère quelque peu de celui que nous avons reconnu plus au sud, sur le feuillet 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999). Il se définit essentiellement ici par des gneiss (quartzo-feldspathiques) mésocrates à biotite dans lesquels s'intercalent des couches de gneiss mélancrates à biotite et, plus rarement, des niveaux peu épais (<15 cm) de roches calcosilicatées. Toutes ces roches sont à grain fin et semblent dériver de couches de pélites et de sédiments fins calcaieux, interlitées dans une séquence majeure siltogréaiseuse ou semi-pélitique impure. Aucune présence de graphite ou de conducteur électromagnétique n'est associée à ces gneiss. Quelques pointements sont par contre les hôtes d'une fine minéralisation sulfuree disséminée (voir minéralisations de Cu ± Zn ± Pb ± Ag dans le paragneiss quartzo-feldspathique du chapitre de « Géologie économique »).*

*Le gneiss granitique constitue la lithologie prédominante de l'unité mpPmnt1d dont les principales aires d'affleurement se situent à la limite des feuillets 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999) et 22 I/11 (Gobeil *et al.*, 2000) et dans la région centrale du feuillet 22 I/11 (*ibid.*). Ces terrains exposent des quantités mineures, non cartographiables au 1:50 000, de gneiss quartzo-feldspathique et de gneiss à clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende semblables respective-*

*ment à ceux des unités mpPmnt1a et mpPmnt1b (Chevé *et al.*, 1999). En dehors de ces aires d'affleurement, quelques bandes d'extension longitudinale et d'épaisseur limitée de gneiss granitique ont été cartographiées au travers de l'unité mpPmnt1a à prédominance de gneiss quartzo-feldspathique. Tel est le cas des aires de gneiss granitique rapportées sur les cartes du présent rapport dans le Complexe de Manitou.*

*L'unité mpPmnt1e définit un cortège de roches vertes mafiques, omniprésentes dans le Complexe de Manitou mais pour la plupart non cartographiables au 1:50 000. Les niveaux majeurs, d'épaisseur hectométrique et de continuité longitudinale hectométrique à kilométrique, apparaissent sur les cartes qui accompagnent le présent rapport. Toutefois, ces roches forment communément des niveaux mineurs, d'épaisseur centimétrique à métrique, dans les autres unités du Manitou, particulièrement dans les unités mpPmnt1a et mpPmnt1b (Chevé *et al.*, 1999). La lithologie la plus commune de l'unité mpPmnt1e est une amphibolite à grain moyen, vert moyen à vert foncé et de susceptibilité magnétique variable, dont la structure varie de massive à foliée, voire gneissique.*

*L'unité mpPmnt1h est introduite dans le présent rapport pour définir une entité peu exposée qui apparaît comme une unité mixte entre les unités mpPmnt1a et mpPmnt1b. Aux confins des cartes du présent rapport (feuilles 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04) et des cartes de travaux antérieurs 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999) et 22 I/13 (Gobeil *et al.*, 1999), cette unité se compose en effet de quantités sensiblement égales de gneiss quartzo-feldspathique (mpPmnt1a) et de gneiss à clinopyroxène, à orthopyroxène et à hornblende (mpPmnt1b) au travers desquels sont identifiées des quantités mineures, non cartographiables au 1:50 000, de gneiss granitique (mpPmnt1d) et d'amphibolite (mpPmnt1e).*

Complexe de Magpie (mpPmag)

Le Complexe de Magpie constitue un nouveau lithodème introduit pour caractériser un assemblage de roches gneissiques qui affleurent de part et d'autre du lac Magpie dans la demie est du feuillet 22 P/02. Cet assemblage est formé en grande partie de gneiss feldspathique et quartzo-feldspathique non magnétique (unité mpPmag1a) et magnétique (unité mpPmag1b) dans lesquels s'intercalent quelques niveaux de paragneiss brun rouille (unité mpPmag2). De l'orthogneiss granitique à tonalitique (unité mpPmag3), du gabbro et/ou de l'amphibolite massifs à foliés (unité mpPmag4) complètent l'assemblage des roches gneissiques. Les différentes unités lithologiques du Complexe de Magpie montrent une orientation générale NW-SE. Dans la partie nord-ouest du complexe, elles sont replissées par une déformation plicative approximativement est-ouest qui engendre une structure antiforme aplatie au cœur de laquelle affleurent des roches granitiques foliées (unité mpPmag5).

GNEISS FELDSPATHIQUE ET GNEISS QUARTZOFELDSPATHIQUE À BIOTITE ET HORNBLENDE NON MAGNÉTIQUE (mpPmag1a) ET MAGNÉTIQUE (mpPmag1b)

L'unité *mpPmag1* définit un assemblage de roches foliées à rubanées, à grain moyen et à patine blanchâtre ou gris clair. Cette patine est nuancée de brun, de rose ou de vert selon la composition de la composante felsique et l'abondance de minéraux féminiques. La structure gneissique est surtout révélée par des lames et des bandes diffuses peu épaisses (annexe 1, photo 1) composées de biotite brun verdâtre, de quantités variables de hornblende verte et, localement, de grenat. Globalement l'abondance de ces minéraux n'excède pas 25 %. La composante felsique du gneiss montre une grande diversité. Quatre assemblages de base y ont été reconnus : 1) quartz-plagioclase, 2) quartz-plagioclase± microcline, 3) quartz-microcline ± plagioclase et 4) plagioclase seul. La biotite prédomine sur la hornblende dans les gneiss quartzofeldspathiques. La composition globale de ces gneiss couvre ainsi un spectre s'étalant des tonalites aux granites. La prédominance de la hornblende sur la biotite semble se restreindre, quant à elle, aux gneiss dioritiques à plagioclase seul. Quelle que soit la paragenèse felsique ou féminique, la minéralogie accessoire demeure essentiellement la même; elle consiste en apatite, allanite, sphène et minéraux métalliques. Quelques veinules paraconformes de matériel granitique sont porteuses de fluorine ou de tourmaline. Les effets du métamorphisme rétrograde se manifestent à des degrés variables mais généralement peu intenses. Ils se manifestent surtout par des amorces de chloritisation de la biotite et de la hornblende et par une damouritisation restreinte du plagioclase. Épidoite, sphène et leucoxène accompagnent généralement ces altérations.

Seule la signature magnétique différencie les gneiss de l'unité *mpPmag1a*, non magnétique, à l'est, de ceux de l'unité *mpPmag1b*, magnétique, à l'ouest. Cette signature, très nettement définie à l'échelle régionale, ne s'exprime pas avec autant d'évidence métagéoscopiquement sur le terrain. Pétrographiquement, les gneiss de ces deux unités sont en effet comparables et montrent la même diversité. Une dissémination fine et systématique de magnétite plutôt que de tout autre oxyde opaque rend compte de cette différence. Des conditions plus réductrices de métamorphisme régional pourraient être à l'origine de cet état.

PARAGNEISS (mpPmag2)

Les paragneiss de l'unité *mpPmag2* définissent de nombreuses lentilles d'extension décamétrique à hectométrique à quelques kilomètres de la rive ouest du lac Magpie, au centre du feuillet 22 P/02. Sans continuité apparente, ces lentilles semblent être les témoins métamorphisés et boudinés de quelques horizons de sédiments alumineux graphitiques. Leur couleur brun rouille les rend aisément

repérables du haut des airs. En affleurement, ce sont des roches à grain fin à moyen, altérées et très fissiles. Le microscope révèle une paragenèse métamorphique progressive à quartz-plagioclase-biotite brune-graphite-muscovite ± grenat. Les minéraux accessoires consistent essentiellement en minéraux opaques, apatite, zircon et, dans quelques lames minces, en tourmaline incolore à faiblement colorée en jaune.

ORTHOGNEISS GRANITIQUE À TONALITIQUE (mpPmag3)

Un cortège de roches très claires, blanchâtres et de composition granitique (*sens large*) à tonalité définit l'unité *mpPmag3*. Une texture oeillée, porphyroclastique, caractérise les faciès les plus massifs de cette unité composée surtout de quartz, de plagioclase, de biotite brun verdâtre et, en quantités plus faibles, de microcline, de muscovite et de minéraux opaques. Des faciès gneissiques, voire mylonitiques et contenant des vestiges non recristallisés de porphyroclastes de plagioclase s'associent intimement aux orthogneiss. Le développement marqué de la foliation dans ces roches s'accompagne généralement d'un développement aussi intense de muscovite dans la paragenèse.

GABBRO ET/OU AMPHIBOLITE (mpPmag4)

Quelques amas lenticulaires de roches mafiques, massives à foliées, localement gneissique, s'intercalent dans l'unité *mpPmag1*, plus spécifiquement dans le faciès magnétique de cette dernière. Un assemblage granoblastique de plagioclase et de hornblende verte caractérise ces roches qui contiennent en outre quelques lamelles de biotite, des minéraux opaques plus ou moins transformés en sphène/leucoxène et de l'apatite. Quelques reliques de clinopyroxène ont été observées. La présence d'orthopyroxène dans le protolithe pré-métamorphique est révélée par de fines lamelles de minéraux subopaques de type *Schiller*, isolées dans la partie centrale de quelques grains de hornblende.

GRANITE (mpPmag5)

Un granite rose à grain grossier définit une entité ovale d'environ 4 km de long et 1,5 km de large, au cœur de la structure en dôme de la partie nord-ouest du Complexe de Magpie. Un haut magnétique local le met en évidence à cet endroit. La foliation, peu imprimée à l'échelle de l'échantillon en raison du faible pourcentage de phyllosilicates, est nettement perceptible en affleurement. Elle accompagne une texture porphyroclastique omniprésente qui, localement, en s'intensifiant, engendre de véritables bandes de cisaillement.

Dans ses parties les plus massives, le granite offre une texture hétérogrenue qui assemble des cristaux hypidiomorphes de plagioclase et de perthite et des grains xénos-

morphes de quartz et de microcline. Une texture micrographique accompagne de nombreux grains de plagioclase perthitique ou non. Quelques lamelles de biotite, des grains isolés de grenat, du sphène et de l'allanite constituent la minéralogie accessoire; globalement, l'abondance de ces minéraux n'excède pas 10 %. De la chlorite, interstratifiée à la biotite, se développe dans les craquelures des grains de grenat.

Complexe de Canatiche (mpPcan)

Le Complexe de Canatiche définit un nouveau lithodème pour décrire les assises granitiques des feuillets SNRC 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04 cartographiés au cours de l'été 1997. Il englobe dans sa définition «l'ensemble de roches intrusives et métasomatiques anciennes» et les «granites récents» que Blais (1960) reconnaît dans la partie ouest du feuillet 22 P/04.

Le Complexe de Canatiche consiste ainsi en un assemblage de granites (*mpPcan1*) qui sont peu ou pas déformés (*mpPcan1a* et *mpPcan1b*) et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques (*mpPcan1c*, *mpPcan1d*, *mpPcan1e* et *mpPcan1f*). Il comprend également des feuillets et des enclaves hectométriques à kilométriques de roches ignées anorthositiques (*mpPcan2a*) et gabbroïques (*mpPcan2b* et *mpPcan2c*) ou de gneiss variés (*mpPcan3*), non granitiques (gneiss à biotite, métagabbro, amphibolite, roches calcosilicatées et formation de fer pour les plus représentatives). En superficie, le Complexe de Canatiche occupe plus de 90 % des terrains de 22 P/03 et de 22 P/04. Vers l'est, sur le feuillet 22 P/02, il s'avance jusqu'au lac Magpie en interdigitations avec le Gabbro de Baune.

UNITÉS GRANITIQUES (mpPcan1)

Granite massif à biotite et à grain moyen à grossier (mpPcan1a)

Un cortège de roches granitiques (sens large) forme des massifs de dimensions batholithiques de roches massives. Ces roches sont à grain moyen à grossier avec une susceptibilité magnétique faible à modérée. Le plus grand de ces massifs occupe la partie ouest du feuillet 22 P/04. Le lecteur trouvera dans le rapport géologique de Blais (1960), qui a cartographié cette masse comme le *batholite de Mamikam* (*ibid.*; figure 2), une description détaillée des principales lithologies qui la composent. Rappelons simplement que cette masse de forme irrégulière se compose, au centre, essentiellement de granite et de syénite porphyriques (phénocristaux d'oligoclase, de microcline perthitique ou de microperthite) et qui, vers l'extérieur, évolue vers un granite à biotite plus siliceux, équigranulaire et rose. Un leucogranite équigranulaire, riche en quartz et à grain moyen ou grossier marque localement la bordure sud-est du *batholite de Mamikam*. Un faciès comparable en dykes, filons-couches et petites masses irrégulières, se re-

marque également dans les granites porphyriques du batholite et dans les roches granitiques foliées à gneissiques encaissantes.

Deux autres massifs, circonscrits et de très faible susceptibilité magnétique, caractérisent principalement l'unité *mpPcan1a* dans les régions cartographiées au cours de l'été 1997. L'un, oblongue et d'environ 15 km est-ouest et 8 km nord-sud, chevauche les feuillets 22 P/02 et 22 P/03 dans la partie nord des terrains cartographiés. L'autre massif, au centre-est du feuillet 22 P/03 et traversé par la rivière Magpie Ouest, affleure sur environ 10 km E-W et 7 km N-S. Des masses de dimensions plus restreintes, kilométriques, et de susceptibilité magnétique variée, moyenne à élevée, font également partie de cette unité.

Le granite commun qui les compose présente des caractéristiques pétrographiques semblables à celles décrites par Blais (1960) pour le batholite de Mamikan. Le feldspath des grains grossiers (5 à 12 mm) et des phénocristaux est essentiellement du microcline mésoperthitique et représente au moins 50 % de la roche. Des agrégats circonscrits et polycristallins de quartz de dimension plus restreinte (3 à 8 mm), de même que quelques cristaux isolés de plagioclase, contribuent, à l'occasion, à la fraction grossière du granite. Une matrice finement grenue de quartz, de microcline et, accessoirement, de plagioclase assure le lien entre ces gros cristaux. Les minéraux ferromagnésiens se logent en cristaux isolés entre les grains de ce liant magmatique ou définissent des plages interstitielles irrégulières millimétriques; leur abondance est limitée et varie entre 5 et 15 %. La biotite, verte à brun verdâtre, en est la composante principale. De la hornblende, des minéraux opaques et, à l'occasion, quelques lamelles de muscovite, s'y associent. À l'exception de la muscovite, la plupart des minéraux féminiques sont déstabilisés et remplacés à des degrés divers par de la chlorite, de l'épidote et des microgranules subopaques en partie transformés en leucoxène. Parallèlement, les minéraux opaques sont enveloppés plus ou moins régulièrement de sphène. La minéralogie accessoire s'exprime surtout en relation avec les plages de minéraux colorés. Le zircon et l'allanite, quasi omniprésents dans la biotite (granules micrométriques auréolées d'un halo pléochroïque), en sont les phases les plus régulièrement rencontrées. En dehors de la biotite, le zircon adopte communément des formes automorphes prismées et délicatement zonées. L'allanite, quant à elle, se présente en grains hypidiomorphes brunâtres accompagnée de produits métamictes brun rougeâtre; quelques grains plus clairs exhibent une fine zonalité interne. L'apatite est distribuée irrégulièrement; sa présence n'étant pas notée systématiquement dans les échantillons examinés au microscope. La présence de tourmaline et de fluorine dans l'amas granitique chevauchant les feuillets 22 P/02 et 22 P/03, dans la partie nord de la région, s'avère d'un intérêt particulier pour le contexte métallogénique développé dans le chapitre de «Géologie économique». Des petits grains prismés et trapus de tourmaline (quelques dizaines de micromètres

de longueur), regroupés en amas très diffus au sein de la matrice quartzofeldspathique, caractérisent un échantillon de cette masse. De la fluorine est observée dans deux autres échantillons. Celle-ci adopte trois habitus particuliers, soit : 1) en rares petits grains micrométriques et isolés, en inclusion dans les gros grains et les phénocristaux de microcline mésoperthitique ou à la limite de ces mêmes grains et du liant quartzofeldspathique; 2) en grains intersitiaux et isolés, de taille plus importante (quelques centaines de micromètres), au sein des plages de minéraux mafiques ; et, 3) en remplissage partiel ou total de microfissures rectilignes de quelques dizaines de micromètres qui traversent les grains de microcline mésoperthitique sans se propager au-delà dans les grains de la matrice. Du quartz et des lamelles de biotite porteuses d'inclusions d'allanite participent au colmatage de ces microfissures.

Pegmatite et/ou granite très grossier, massif (mpPcan1b)

L'unité *mpPcan1b* de pegmatite et/ou de granite grossier est une unité restreinte à quelques zones kilométriques situées pour la plupart au centre-sud et au sud-ouest du feuillet 22 P/03, à la limite du Canatiche et des terrains gneissiques du Manitou. La plus importante de ces zones chevauche les territoires couverts par les feuillets 22 I/14 et 22 P/03 (Chev   et al., 1999). Les nombreuses enclaves métriques à décamétriques de roche encaissante qui caractérisent ces zones suggèrent, sur de nombreux affleurements, que nous sommes en présence d'abondantes injections de dykes de plusieurs dizaines de mètres de puissance plutôt que d'intrusions circonscrites majeures. Le matériel de remplissage est rarement homogène. Des variations, surtout granulométriques (graduelles, ou au contraire très nettes, mais toujours disposées en bandes centimétriques subparallèles), mettent en évidence plusieurs injections dans un même conduit. Un foliation discrète, probablement ignée, se manifeste par endroits subparall  lement aux épontes des dykes ou des différentes injections. L'activité ignée à l'origine de ce matériel grossier et pegmatitique dépasse largement les zones cartographiées comme l'unité *mpPcan1b*. En effet, à proximité et à quelque distance de ces zones, des dykes de pegmatite peu épais (quelques décimètres à quelques mètres) s'observent généralement en concordance ou en faible obliquité avec la gneissosité ou la foliation des roches encaissantes, tant dans le Canatiche que dans les gneiss du Manitou. Des injections satellites discordantes recoupent   g  alement le substrat dans des attitudes très variées. Dans le spectre du magmatisme granitique du Complexe de Canatiche, l'unité *mpPcan1b* apparaît comme le t  moign d'une activité ignée tardive, postérieure à la déformation régionale D₂ (voir chapitre de « Géologie historique »).

Roches granitiques déformées, foliées, gneissiques ou migmatitiques (mpPcan1c, mpPcan1d, mpPcan1e et mpPcan1f)

Les travaux de Blais (1960) sur les deux tiers ouest du feuillet 22 P/04, ont été menés à l'aide d'un réseau de cheminements plus dense que celui que nous avons utilisé au cours de nos travaux. En conséquence, ce dernier a introduit une plus grande variété de roches foliées que nous ne l'avons fait dans le présent rapport. Il nous a donc fallu harmoniser la présentation des travaux de cartographie tout en respectant les grands traits lithologiques de la région, sur la partie ouest du feuillet 22 P/04. Ainsi, l'unité *mpPcan1c* regroupe les roches à caractère gneissique dominant de Blais (1960), soit les gneiss ou migmatites mélangés (2a), le gneiss granitique (2b) et le gneiss o  ill   (2c). Les unités de granite gneissique (2d) et de leucogranite granulé (2e) de Blais (*ibid.*) ont été conservées respectivement avec les codes *mpPcan1d* et *mpPcan1e*. Pour une description détaillée des lithologies impliquées dans ces regroupements, nous référons le lecteur au rapport géologique de Blais (1960). Pour le tiers est du feuillet 22 P/04 et les feuillets adjacents 22 P/03 et 22 P/02, les relations graduelles suggérées sur le terrain entre les diverses lithologies associés aux unités *mpPcan1c* et *mpPcan1d* (caractéristiques   g  alement explicitées et décrites par Blais (1960)) et la difficulté de les suivre latéralement d'un cheminement à un autre nous incitent à les rassembler en une seule unité. Nous avons conservé le code *mpPcan1c* pour ce regroupement lithologique que nous définissons plus globalement comme une *unité de roches granitiques foliées    gneissiques* dont les pôles lithologiques sont le granite folié, le gneiss granitique et le gneiss o  ill  . Ainsi définie, l'unité *mpPcan1c* constitue le principal assemblage rencontré au sein du Complexe de Canatiche.

Tant au niveau des min  ralogies principales que des min  ralogies caractéristiques et accessoires, les trois lithologies de base de l'unité *mpPcan1c* sont comparables, tout comme elles le sont d'ailleurs avec le granite massif de l'unité *mpPcan1a*. Les variations relatives d'orthose et de microcline (perthitique    mésoperthitique) d'une part, et de plagioclase, d'autre part, placent ces roches essentiellement dans le champ des sy  nogranites. La faible abondance généralisée des minéraux colorés (généralement moins de 10 %) permet de considérer un grand nombre des roches de l'unité *mpPcan1c* comme des leucogranites (<5 % de minéraux colorés). La biotite est la phase prédominante des minéraux colorés; seule dans les faciès leucocrates, elle est accompagnée de hornblende poecilitique en quantité de plus en plus abondante dans les faciès granitiques les plus mélanocrates (15 à 20 % de minéraux colorés). La magnétite est omniprésente mais en quantité (traces à 3 %) et en habitus fort variables d'un ´échantillon à un autre. Elle

forme communément des grains très fins et régulièrement disséminés dans les faciès leucocrates. Dans les autres faciès, elle se présente surtout en grains hypidiomorphes de plus grande taille (submillimétriques) intimement associés pour la plupart aux plages mafiques interstitielles de la roche. Notons qu'un échantillon de gneiss granitique se distingue particulièrement des autres rencontrés dans la région par la présence de fins cristaux automorphes de grenat disposés en chapelets très étirés parallèlement à la foliation. La minéralogie accessoire est définie par le sphène, le zircon, l'apatite et l'allanite; chacun de ces minéraux se présentant à l'état de traces (<0,5 % généralement). L'allanite fait exception, à l'occasion, puisque dans certains échantillons son développement peut atteindre jusqu'à 2 %. La minéralogie secondaire se confine surtout aux minéraux féminiques et aux minéraux opaques. Dans le premier cas, elle s'exprime par une chloritisation plus ou moins prononcée de la biotite et/ou de la hornblende; dans cette transformation, la chlorite est accompagnée de petits cristaux de pistachite et de très fines granules de minéraux subopaques et de sphène. Le sphène accompagne également la plupart des minéraux opaques qu'il englobe et remplace à des degrés divers. Les effets de l'altération rétrograde sur les minéraux felsiques se limitent pour l'essentiel en une légère damouritisation des feldspaths alcalins et en une faible saussuritisation des plagioclases.

Le *granite folié* de l'unité *mpPcan1c* est un granite à grain fin à moyen, gris clair à rosé, dans lequel la foliation, faible à modérée, s'exprime surtout par l'orientation des micas. Au microscope l'assemblage quartz-microcline-plagioclase définit une texture grenue hétérogranulaire qui laisse le microcline et le plagioclase former les grains hypidiomorphes les plus grossiers. Dans plusieurs cas, ces grains plus grossiers apparaissent comme de véritables porphyroclastes au sein d'une matrice plus fine, granoblastique subpolygonale. De fines lamelles de biotite brun verdâtre, le plus souvent chloritisées et, en moindre quantité, de muscovite caractérisent la composante phyllosilicatée. La minéralogie accessoire est représentée par de petits grains inframillimétriques de minéraux opaques, de sphène, d'épidote, d'allanite et de zircon, ces deux derniers communément en association avec la biotite.

Le *gneiss granitique* correspond à des roches gris rosé et à grain fin à moyen qui ont acquis une structure nettement rubanée. Au microscope, ce rubanement est révélé essentiellement par des variations minéralogiques et granulométriques. Des bandes centimétriques, riches en feldspaths alcalins à grain moyen, alternent plus ou moins régulièrement avec des bandes généralement plus minces et à granulométrie plus fine de quartz, de plagioclase et de feldspaths alcalins. Cette différence de composition au niveau des phases felsiques est rehaussée par la distribution des minéraux féminiques et des minéraux accessoires. En effet, ces deux classes de minéraux ont nettement tendance à s'introduire dans les bandes minces quartzofeldspathiques et à y développer une texture typiquement lépidogran-

blastique. Les gneiss granitiques et les gneiss œillés (décris plus loin) se retrouvent communément en étroite association spatiale permettant ainsi de postuler une origine commune, ou tout au moins, des protolithes de nature semblable. Relevons cependant que, dans la partie nord du feuillet 22 P/04, au nord du lac Canatiche, l'observation d'un passage graduel entre ces roches et des paragneiss laisse croire à Blais (1960) que les gneiss granitiques seraient des *paragneiss granitisés* au cours d'un processus de migmatisation. La présence de grenat dans des gneiss granitiques de ce secteur constitue un élément favorable pour cette interprétation. Toutefois, nous ne pensons pas qu'elle puisse être étendue systématiquement à tous les gneiss granitiques du Complexe de Canatiche.

La disparité des affleurements de *gneiss œillé* ne permet généralement pas de définir des entités cartographiables. La région située au nord-ouest du lac à l'Aigle fait exception. Le gneiss œillé y est exposé en une entité d'environ 40 km² qui se poursuit vers le nord sur les terrains cartographiés par Blais (1960). Nous avons reconnu la spécificité de cette région en lui assignant le lithodème *mpPcan1f*.

Le gneiss œillé constitue la lithologie de l'unité *mpPcan1c* qui, dans ses faciès les moins intensément orientés, permet de postuler une filiation lithologique avec les granites massifs de l'unité *mpPcan1a*. En effet, la structure œillée de ces gneiss est définie par des minéraux qui, pétrographiquement, sont tout à fait comparables, dans leur habitus, aux grains grossiers des granites massifs. Ces similitudes se caractérisent par des cristaux centimétriques, échancrés, isolés ou regroupés de microcline (perthites et mésoperthites), de plagioclase et/ou par des agrégats de quartz de même taille, arrondis et polycristallins. La différence entre gneiss œillé et granite réside, quant à elle dans l'abondance et la texture de la matrice. Cette dernière, communément plus abondante dans le gneiss œillé que la composante quartzofeldspathique interstitielle du granite, adopte une texture granoblastique nettement polygonale dans laquelle s'orientent et s'étirent des lamelles de biotite et des grains de hornblende. Une accentuation de la granulation et de l'abondance de la matrice rend beaucoup plus incertain le lien lithologique avec le granite massif. Dans le gneiss, la structuration de la roche est beaucoup plus orientée et la texture est définie par des porphyroclastes subcentimétriques de perthites, de mésoperthites et de plagioclases flottant dans une matrice granoblastique polygonale de microcline, de quartz et de plagioclase. Dans cette matrice, quelques grains plus grossiers et étirés de quartz suggèrent une dissolution sous pression de porphyroclastes de quartz. Si la pétrographie nous permet d'envisager un lien entre les granites massifs et certains faciès de gneiss œillé, ce lien n'a pu être clairement observé sur le terrain. Les masses de granite massif (*mpPcan1a*) reconnues sur les cartes qui accompagnent le présent rapport représentent ainsi soit des plutons postérieurs au développement de la foliation des gneiss adjacents, soit des îlots de granite protégés des déformations subséquentes. Ces deux hypo-

thèses ne sont pas mutuellement exclusives, le magmatisme granitique du Complexe de Canatiche ayant pu s'échelonner sur quelques dizaines de millions d'années dans un régime de déformations compressives et/ou cisaillantes.

UNITÉS GABBRO-ANORTHOSITIQUES (mpPcan2)

Un cortège de roches anorthositiques (unité *mpPcan2a*), de leucogabbro (unité *mpPcan2b*) et de gabbro (unité *mpPcan2c*) affleurent dans les parties ouest et nord-ouest du feuillet 22 P/03. Leur présence dans ce secteur marque le prolongement des « anorthosites gabbroïques » et des gabbros cartographiés par Blais (1960) dans la région du lac Waco. La plus grande superficie exposée dans notre région se situe au sud du lac à l'Aigle, dans le fond et sur le versant nord à nord-est de la vallée de la rivière Lavaivre. Cette situation physiographique particulière et les données structurales de la région suggèrent un corps tabulaire de quelques dizaines de mètres d'épaisseur reposant paraconformément sur les assises granitiques foliées. Le contact basal observé sur les sommets à l'est du lac à l'Aigle met en évidence, à cet endroit, une zone de cisaillement en milieu amphibolitique. L'importance régionale, la signification et l'âge de cette déformation basale demeure incertaine : chevauchement majeur syn-D₂ ou déformation tardive focalisée entre deux corps de compétence différente ?

L'anorthosite et le leucogabbro de l'unité *mpPcan2* présentent les mêmes caractéristiques texturales et minéralogiques ; elles ne diffèrent l'une de l'autre que par l'abondance des minéraux fémiques. Ce sont des roches grossières à très grossières, structurées par un enchevêtrement serré de plagioclases hypidiomorphes et finement maclés. Dans quelques échantillons, ces cristaux montrent, à leur périphérie, des évidences de granulation protoclastique, restaurée en un assemblage de petits grains polygonaux et isométriques de plagioclase. De la hornblende verte, quelques lamelles de biotite brune et des grains de minéraux opaques et d'apatite occupent les interstices de cette trame. Parmi ces minéraux, la biotite est celui dont l'abondance croît le plus significativement à la transition anorthosite-leucogabbro. Une rétrogradations métamorphique conduit au remplacement partiel ou total de ces minéraux fémiques par la chlorite, la clinozoïsite, l'épidote et le sphène alors que s'amorce une damouritisation plus ou moins intense des plagioclases protérogènes. Aucune relique d'orthopyroxène ou de clinopyroxène n'a été observée dans les lames minces étudiées d'anorthosite et de leucogabbro. La minéralogie suggère ainsi que ces roches ont été métamorphisées au faciès des amphibolites puis, ultérieurement, rétrogradées au faciès des schistes verts.

Mis à part l'abondance des minéraux fémiques et une granulométrie moins grossière, le gabbro de l'unité *mpPcan2c* ne diffère du leucogabbro que par la présence de clinopyroxène. L'enrichissement relatif en biotite aux dépens de la hornblende présente toujours une corrélation directe avec l'abondance totale de minéraux ferromagné-

siens et les altérations rétrogrades sont de même nature que pour l'anorthosite et le leucogabbro.

UNITÉS GNEISSIQUES (mpPcan3)

Une grande variété de roches gneissiques, non granitiques, a été cartographiée au travers des différents faciès de granite de l'unité *mpPcan1* du Complexe de Canatiche. Malgré leur diversité, elles n'en représentent qu'une faible partie. La plupart apparaissent en effet comme des lentilles peu épaisses et d'extension longitudinale limitée. Pour rendre compte de ces variations lithologiques et de l'intérêt géologique qu'elles représentent, nous avons reconnu quatre unités gneissiques : les gneiss à biotite et les gneiss felsiques (*mpPcan3a*), les métagabbros et/ou amphibolites (*mpPcan3b*), les roches calcosilicatées (*mpPcan3c*) et les formations de fer à magnétite (*mpPcan3d*).

Gneiss à biotite et gneiss felsique (mpPcan3a)

Les gneiss regroupés dans l'unité *mpPcan3a* offrent une très grande diversité à l'affleurement et au microscope. Tous sont foliés mais pas nécessairement l'objet d'un rubanement clairement défini. Métaquartzite, méta-arenite quartzuse ou méta-arenite arkosique sont les termes les plus appropriés pour définir les roches massives foliées et à grain fin englobées dans l'unité *mpPcan3a*. Une texture lépidogranoblastique engageant essentiellement du quartz et de la biotite, quelques lamelles de muscovite et des grains de hornblende les caractérise. Quelques grains de plagioclase et/ou de microcline s'associent à la composante felsique granoblastique dans les faciès « arénitiques » alors que, parallèlement, se développent des phénoblastes de muscovite. Une minéralogie accessoire disséminée et à grain fin à très fin complète la paragenèse de ces roches. Elle est composée, par ordre d'importance décroissante, de minéraux opaques, de sphène, d'apatite, et de traces d'allanite de zircon détritique et de tourmaline.

Les faciès rubanés des gneiss quartzfeldspathiques montrent les mêmes caractéristiques et la même diversité métagascopique que ceux des complexes de Manitou ou de Magpie. Soulignons simplement que la minéralogie des lamination et des niveaux mafiques présente une paragenèse métamorphique à biotite et/ou hornblende dominante accompagnée de quantités variables de minéraux opaques, de sphène, d'apatite, de zircon et dans quelques échantillons, de grenat. La rétrogradations métamorphique a déstabilisé à des degrés divers la biotite, la hornblende et le grenat et a conduit au développement de quantités variables de chlorite, d'épidote, de carbonate et de granules de minéraux subopaques aux dépens de ces minéraux.

Métagabbro et amphibolite (mpPcan3b)

Les roches mafiques regroupées dans l'unité *mpPcan3b* forment des corps lenticulaires d'extension kilométrique

qui soulignent ou révèlent localement le patron structural interne du Complexe de Canatiche. Leur disparité ne permet pas d'entrevoir de continuité entre elles. Dans la partie centre nord du feuillet 22 P/03, le plus important de ces corps définit une entité approximativement nord-sud de 3 à 4 km de large et d'une quinzaine de kilomètres de long.

Le métagabbro est constitué principalement de plagioclase et de pyroxène complètement transformé en amphibole. Des reliques de texture ophitique sont encore bien visibles. La hornblende forme des cristaux poecilitiques à globules de quartz. Les autres composantes minéralogiques sont la biotite, le grenat, l'apatite, le zircon, le sphène et des grains de minéraux opaques. La biotite et le sphène abondent localement dans la roche. Le sphène forme généralement une couronne autour des cristaux de minéraux opaques. Les minéraux d'altération sont la séricite et l'épidote. De fines aiguilles de séricite se forment au dépens du plagioclase tandis que l'épidote se développe au détriment des minéraux mafiques.

Les métagabbros peuvent être déformés et ainsi évoluer vers des amphibolites. Dans ce cas les minéraux mafiques indiquent une orientation préférentielle qui définit la foliation minérale. L'intensité de la déformation produit une recristallisation du plagioclase en petits cristaux polygonaux.

Roche calcosilicatée (mpPcan3c) et formation de fer à magnétite (mpPcan3d)

Quelques pointements de roches calcosilicatées (*sens large*) massives, foliées ou rubanées forment de petits corps lenticulaires isolés dans les assises granitiques du Canatiche. Ces roches sont en étroite association avec des niveaux de gabbro et/ou d'amphibolite, eux même enserrés dans les unités granitiques du Canatiche. Le *pôle carbonaté* est représenté par un calcaire cristallin à grain moyen à grossier, friable et de teinte claire, blanchâtre à beige. Le microscope révèle un assemblage simple de carbonate et, en moindre quantité, de scapolite, de diopside et de quelques lamelles de phlogopite engagés dans une texture granoblastique interlobée. Les faciès moins purs ont une paragenèse plus diversifiée à carbonate, plagioclase, quartz, hornblende poecilitique, epidote, sphène et minéraux opaques. Le *pôle calcosilicaté* est, quant à lui, composé presque exclusivement d'un feutrage de trémolite au travers duquel se logent quelques grains de diopside et du carbonate intersticiel.

Le niveau principal de roches calcosilicatées et de marbres (mpPcan3c) de la région affleure sur la rive ouest du lac à l'Aigle (22 P/03) et dans les environs du lac Froidevaux, de part et d'autre d'un niveau d'amphibolite. Quelques horizons métriques de formation de fer à magnétite (mpPcan3d) s'intercalent dans ces roches. Les formations de fer comme telles se présentent en une alternance de lames et de bandes millimétriques à centimétriques de magnétite et de bandes, plus épaisses, centimétriques à décimétriques de roches calcosilicatées. De l'olivine com-

munément serpentinisée complète l'assemblage minéralogique de ces roches, autant dans les bandes de magnétite que dans la trame des bandes silicatées à trémolite-diopside.

Gabbro de Baune (mpPbau)

Le Gabbro de Baune définit unamas grossièrement orienté est-ouest d'environ 25 km de longueur (est-ouest) et d'une dizaine de kilomètres de largeur (nord-sud) qui affleure essentiellement à l'ouest du lac Magpie, sur le feuillet 22 P/02. Son extension vers le nord-est sur le feuillet 22 P/07 est inconnue. Vers l'ouest, son prolongement sur le feuillet 22 P/03 est limité et se caractérise par une interdigitation avec les assises granitiques du Complexe de Canatiche. Les relations d'âge avec ce dernier demeurent incertaines. Tous les deux apparaissent cependant comme les éléments d'un « substratum » sur lequel ont chevauché les leucogabros grenatifères et les anorthosites gneissiques de l'unité *mPhsp3* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Le faciès massif et à grain moyen à grossier du Gabbro de Baune définit l'unité *mpPbau1a*. Au microscope, ce faciès révèle une minéralogie simple impliquée dans des textures ignées, ophitiques à intergranulaires. La hornblende verte (50 à 60 %), le plagioclase (30 à 40 %), la biotite brun verdâtre (5 à 15 %) et les oxydes opaques (titanomagnétite probablement; 3 à 10 %) constituent les éléments de cette minéralogie caractéristique du faciès métamorphique des amphibolites. La présence localisée et systématique de fins granules opaques sur la hornblende et sur quelques grains d'augite isolés et frais dans une lame mince rendent compte, en l'absence de reliques, de la présence probable d'augite dans la minéralogie ignée primaire. D'autre part, le mimétisme textural que présente la hornblende dans ses relations ophitiques et subophitiques avec le plagioclase suggère que la transformation du pyroxène en hornblende s'est réalisée à un stade tardif de la solidification du gabbro, plutôt qu'en réponse à un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites. L'aspect nébuleux et riche en très fines inclusions fluides de la partie centrale des bâtonnets de plagioclase, par opposition à la limpide des bordures, milite en ce sens. Ce processus tardimagma-tique semble également à l'origine de la déstabilisation des oxydes opaques (magnétite et/ou titanomagnétite) selon deux mécanismes très distincts d'une lame à une autre (probablement en réponse à une minéralogie différente). Le premier mécanisme conduit à la résorption du grain initial qui, à un stade très avancé, ne laisse qu'un treillis squelettique de fines lamelles opaques, probablement d'il-ménite, disposées en triangle sur un fond de hornblende et/ou de biotite. Le second se manifeste par le développement d'une couronne bien cristallisée de sphène qui carie plus ou moins profondément le minéral opaque original et se pseudomorphose à ce dernier.

La minéralogie accessoire du gabbro se limite à quelques cristaux limpides et prismatiques d'apatite et à de fins grains de zircon/monazite révélés essentiellement par le

halo pléochroïque qu'ils développent sur la hornblende et la biotite. Les emprises de l'altération sont limitées : la hornblende n'est pratiquement pas affectée; localement la biotite est chloritisée et une faible saussuritisation affecte le plagioclase.

L'unité *mpPbau1a* de gabbro présente une grande uniformité texturale et minéralogique sur l'ensemble du territoire cartographié. Toutefois, des variations d'extension variées sont présentes. La plus commune consiste en des niveaux décamétriques à hectométriques de norite grossière à très grossière qui, localement, laisse entrevoir une possible texture coronitique magmatique au travers d'une pseudomorphose zonée en actinote/trémolite, biotite, hornblende \pm clinopyroxène (reliques). Les plus importants de ces niveaux sont cartographiés et définissent l'unité *mpPbau2*. Des horizons métriques d'anorthosite particularisent également quelques pointements que nous avons regroupés dans l'unité *mpPbau3*.

Des bandes de cisaillement de puissance décimétrique à métrique caractérisent ici et là des affleurements de gabbro. La roche de ces bandes a enregistré une recristallisation, tant des minéraux felsiques que des minéraux mafiques et des opaques, qui a préservé la paragenèse du gabbro non déformé et massif. Le gabbro a ainsi acquis une texture lépidogranoblastique orientée, au travers de laquelle persistent des reliques de plagioclase magmatique, et ce, même dans les faciès les plus intensément déformés. De la scapolite et de la biotite verte colmatent les plans de fissilité les plus importants alors que des disséminations de pyrite et des traces de chalcopyrite s'associent communément à la zone déformée.

Les bandes de cisaillement que nous venons de décrire sont cependant sans commune mesure spatiale avec les déformations qui affectent le gabbro sur la rive est du lac Magpie (22 P/02). L'unité *mpPbau1b* est introduite spécifiquement dans ce secteur pour rendre compte du gabbro amphibolitisé (actinote) qui s'y présente, enserré dans un réseau anastomosé de cisaillements intenses.

Des modifications minéralogiques comparables à celles enregistrées dans l'unité *mpPbau1b* et de nombreuses évidences de recristallisation des paragenèses felsique et mafique caractérisent également le gabbro (unité *mpPbau1a*) de la bande sur laquelle ont chevauché les premiers feuillets gneissiques de leucogabbro (unité *mPhsp3*) de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette bande, elle-même impliquée dans le transport tectonique, est en effet l'objet d'une déstabilisation prononcée de la hornblende. Celle-ci se transforme en des agrégats fibreux d'actinote, parfois accompagnée d'antophyllite, auxquels se mêlent des lamelles de biotite et/ou de chlorite magnésienne. Ces agrégats masquent en grande partie la texture magmatique primaire des faciès de gabbro massif. Dans les bandes nettement mylonitiques, la biotite qui est prépondérante parmi les minéraux mafiques et qui isole des reliquats porphyroclastiques de hornblende, est l'objet d'une chloritisation plus ou moins intense. Dans une lame mince de

gabbro mylonitisé de ce secteur, la présence, de 2 à 3 % de tourmaline vert foncé met en relief la complexité chimique des fluides qui ont filtré au cours de ces déformations et qui ont rétrogradé le gabbro de Baune au faciès des schistes verts.

En complément de la description du lithodème identifié au Gabbro de Baune, notons la présence de pointements isolés de calcaire cristallin à biotite et trémolite et de pointements de gneiss felsiques très finement grenus (unité *mpPbau4*). La minéralogie et la texture de ces derniers militent en faveur d'un protolith sédimentaire subarkosique fin. La présence de petits fragments arrondis de roche plagioclase à texture ignée (enchevêtement de bâtonnets hypidiomorphes de plagioclase sans évidences de minéraux mafiques interstitiels) suggère en outre une contribution felsique (intrusive ou extrusive) au dépôt sédimentaire. L'origine et la signification de ces paragneiss demeurent cependant inconnue en raison principalement de leur faible extension et du nombre limité d'observations. Trois hypothèses sont présentement retenues : 1) feuillets, *in situ*, du socle isolant différentes injections de gabbro, 2) copeaux tectoniques arrachés au socle ou, 3) mégaenclaves du socle remontées par le gabbro lors de sa mise en place.

Complexe de Poisset (mPpoi)

Le Complexe de Poisset est introduit dans le présent rapport pour définir une unité de gabbronorite granoblastique, à grain fin à moyen (unité *mPpoi1*), au sein de laquelle sont reconnues des quantités mineures de monzonite, quelques enclaves de gneiss quartzofeldspathique et quelques petites masses de granite massif à folié (unité *mPpoi2*). Ainsi défini lithologiquement, le Complexe de Poisset forme la majeure partie du socle rocheux du plateau situé à l'est du lac Magpie. Avec les limites qui lui sont assignées sur le feuillet 22 P/02, il se présente en deux ensembles entre lesquels s'insère, avec des contacts déformés et cisaillés, l'extrémité sud de la Suite anorthositique de Fournier (unité *mPfrn*). Des enclaves métriques à décamétriques de gabbronorite, aux contacts très nets et angulés, se logent dans les leuconorites et/ou anorthosites de la Suite de Fournier; ces derniers matériaux du Fournier s'insinuent même dans les enclaves à la faveur de fractures irrégulières et ramifiées. Parallèlement, des dykes décimétriques de gabbronorite à grain fin recoupent des pointements d'anorthosite du Fournier et de gabbronorite du Poisset. De telles relations permettent de postuler une contemporanéité, voire une consanguinité, dans les processus de mise en place du Complexe de Poisset et de la Suite anorthositique de Fournier. Nous ne disposons d'aucune donnée géochronologique pertinente pour assigner un âge à ces deux ensembles. La continuité spatiale postulée entre la Suite anorthositique de Fournier et le massif anorthositique d'Atikonak siué au nord-est et datée à 1123-1133 Ma (1133 +10/-5 Ma pour un granite rapakivique et

1123 ± 4 Ma pour une monzonite quartzique à pyroxène; Emslie et Hunt, 1990) invite cependant à retenir des âges comparables pour le Poisset et le Fournier.

Le Complexe de Poisset est souligné dans sa répartition géographique par une susceptibilité magnétique très élevée. En cela, il se compare avec deux ensembles lithologiques semblables que sont, dans la région, le Complexe de Matamec (Gobeil *et al.*, 1999 et 2000) et, au nord-ouest de la région, le Complexe de Manicouagan (Gobeil *et al.*, 1996a et b). Toutefois, à l'opposé de ces derniers, il ne présente pas d'anomalie gravimétrique positive, laissant ainsi présumer d'un enracinement peu profond.

GABBRONORITE GRANOBLASTIQUE (mPpoi1)

L'unité *mPpoi1* du Complexe de Poisset définit, sur la plus grande partie de son aire d'affleurement, un gabbronorite massif à grain fin à moyen et à patine brunâtre. Un réseau plus ou moins espacé de veinules millimétriques planaires, en saillies et comblées de hornblende vert très sombre le particularise également à l'affleurement. Cette roche présente ainsi méga scopiquement les mêmes caractéristiques que le gabbronorite du Complexe de Matamec (22 I/13 et 22 I/14; unité *mPmat2a*), plus particulièrement celui du premier type pour lequel aucune texture magmatique primaire ne peut être reconnue (Gobeil *et al.*, 1999 et 2000). La présence, sur quelques affleurements situés à l'ouest du lac Marsal, de feuillets décimétriques de monzonite à grain grossier, foliée et oeillée encourage ce rapprochement lithodémique.

Le plagioclase, le clinopyroxène et l'orthopyroxène, agencés dans une texture granoblastique subpolygonale quasi isogranulaire, constituent la minéralogie essentielle du gabbronorite massif. La proportion relative de ces minéraux varie d'un échantillon à un autre tout en assurant une prédominance au plagioclase (35 à 50 % de la roche totale). Des quantités mineures de hornblende et des traces de biotite brune les accompagnent et se logent soit à la périphérie, soit dans les interstices entre les grains de pyroxène. La minéralogie accessoire est essentiellement représentée par des oxydes (quelques pour-cents) et, en quantité moindre (<0,5 %) par de l'apatite. La phase oxyde est communément représentée par un minéral opaque de la série magnétite-titanomagnétite. Dans quelques spécimens de l'ensemble ouest de gabbronorite, du spinelle vert accompagne cependant cet oxyde de Fe-Ti dans les interstices des plages de pyroxène.

Des amorces de granulation et de recristallisation à la périphérie des cristaux de plagioclases sont communes dans le gabbronorite massif; elles suggèrent des réajustements tardifs à la recristallisation granoblastique quasi isotrope. De telles conditions de recristallisation n'ont cependant pas prévalu uniformément dans le Complexe de Poisset. En effet, la paragenèse précédente des minéraux essentiels,

mineurs ou accessoires a également été impliquée dans une recristallisation dirigée qui a conduit à des faciès foliés, voire gneissiques, du gabbronorite. Dans ces faciès, la structuration de la roche correspond essentiellement à un alignement, en courts chapelets, des grains de pyroxènes et de minéraux opaques au sein d'une matrice granoblastique peu orienté de plagioclase.

La rétromorphose est peu perceptible dans le cœur des deux ensembles gabbronoritique du Poisset. Elle tend par contre à se développer de plus en plus systématiquement à l'approche du leucogabbro de la Suite anorthositique de Fournier. Même si les relations structurales entre ces deux lithodèmes restent encore à préciser, leurs contacts déformés et cisaillés régionalement semblent avoir été une voie privilégiée pour la percolation des fluides initiateurs de la déstabilisation minérale du gabbronorite. L'orthopyroxène est le minéral le plus sensible aux premiers stades de la rétrogradation métamorphique. La hornblende verte, accompagnée de quelques lamelles de biotite brune, montre alors un développement significatif et tend systématiquement à former des couronnes autour des grains. L'intensification de la rétromorphose a conduit à la transformation complète de l'orthopyroxène, à la déstabilisation plus ou moins prononcée du clinopyroxène et à l'amorce de la saussurisation du plagioclase. L'actinote, l'épidote et des granules de minéraux subopaques et de leucoxène complètent la paragenèse rétrograde.

GRANITE MASSIF À FOLIÉ (mPpoi2)

Quelques masses de granite d'extension limitée, au plus hectométriques, affleurent au travers du gabbronorite du Complexe de Poisset, plus particulièrement dans la région du lac Poisset. Leurs relations avec le gabbronorite ne sont pas connues. Tout lien pétrogénétique avec le gabbronorite demeure ainsi incertain, tout comme la poursuite du parallélisme lithodémique avec le Complexe de Matamec, plus particulièrement avec son unité granitique *mPmat2d* (Chevè *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999).

Le granite de l'unité *mPpoi2* est massif à faiblement folié et pauvre en minéraux colorés (5 à 10 %). Il est constitué d'albite xénomorphe ou hypidiomorphe (~ 30 %; maclée à la fois Carlsbad et polysynthétique), de microcline (~ 35 %) et de quartz (~ 25 %) xénomorphes, impliqués dans une texture grenue, à grain fin à moyen. Les minéraux colorés sont assez régulièrement dispersés dans la trame felsique. La biotite, brun verdâtre et riche en inclusions de monazite/zircon, s'y présente généralement en fines lamelles isolées. De rares grains de muscovite l'accompagnent avec un habitus semblable. Les minéraux opaques complètent la minéralogie accessoire du granite; ils se présentent en petits grains isolés ou en grappes partiellement transformés en leucoxène, associés aux rares plages interstitielles de biotite.

Suite anorthositique de Fournier (mPfrn)

La Suite anorthositique de Fournier telle que cartographiée sur le feuillet 22 P/02 à l'est du lac Magpie, s'insère et se pince vers le sud entre les deux ensembles gabbronoritiques du Complexe de Poisset. Des contacts déformés et cisaillés caractérisent ces deux lithosomes qui, pour des raisons exposées antérieurement (voir la description du Complexe de Poisset), nous apparaissent plus ou moins contemporains, voire consanguins.

Un continuum pétrographique chevauchant les domaines de l'anorthosite et de la norite caractérise la Suite anorthositique de Fournier. Spatialement nous avons cependant été en mesure d'identifier deux unités, toutes deux à texture grossière à très grossière, l'une à prédominance anorthositique, l'unité *mPfrn1*, l'autre à prédominance leuconoritique, l'unité *mPfrn2*. Lithologiquement, la Suite de Fournier montre de nombreuses similitudes avec la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Elle s'en distingue cependant par son grain nettement plus grossier, dans son ensemble, et par l'absence de grenat dans l'assemblage minéralogique.

ANORTHOSITE À LEUCONORITE (mPfrn1)

L'unité *mPfrn1* est peu représentée. Elle définit trois masses de quelques kilomètres carrés de superficie, au nord et au nord-est du lac Marsal. Deux d'entre elles, celles immédiatement au nord du lac Marsal, isolées au sein du gabbronorite de Poisset et sans lien physique apparent avec le Fournier, semblent présenter un caractère intrusif, à moins qu'il ne s'agisse de blocs (mega-enclaves) « flottant » dans le gabbronorite. La superficie d'anorthosite, d'une dizaine de kilomètres carrés au coin nord-est du feuillet 22 P/02, apparaît quant à elle en contact graduel avec l'unité leuconoritique *mPfrn1*. Sa signature magnétique suggère qu'elle constitue l'extrémité sud-ouest d'une masse ovoïde NE-SW d'une dizaine de kilomètres de longueur et de 3 à 5 km de largeur.

Les anorthosites sont des roches massives, à grain grossier et à texture protoclastique faiblement à modérément développée qui ne se différencient des leuconorites de l'unité *mPfrn2* que par la faible abondance (<10 %) de minéraux colorés. De telles variations, parfois difficiles à percevoir en raison de la granulométrie de la roche, rendent compte de la présence locale de leuconorite au sein de l'unité *mPfrn1*, tout comme nous avons reconnu quelques pointements (ou parties d'affleurement) anorthositiques dans l'unité *mPfrn2*.

LEUCONORITE À NORITE (mPfrn2)

Les leuconorites et les norites forment l'assemblage lithologique le plus important en superficie de la Suite anorthositique de Fournier. Dans la partie centre-est du

feuillet 22 P/02, elles constituent un faciès spectaculaire à grain grossier à très grossier (cristaux de pyroxène localement décimétriques) qui, en quelques endroits, met en évidence un litage magmatique métrique de leuconorite et de norite (annexe 1, photo 2). À l'approche des contacts avec le gabbronorite du Poisset, la leuconorite devient de plus en plus foliée et tectonisée et sa granulométrie décroît tout en restant grossière.

La leuconorite massive de la Suite anorthositique de Fournier présente au microscope un assemblage de grains de plagioclase finement maclés et aux contours sinués et dentelés qui laisse des interstices remplis par 10 à 20 % de minéraux ferromagnésiens et par de rares grains de minéraux opaques. Toutefois, dans leur expression la plus commune, les grains de plagioclase sont cassés ou déformés (macles polysynthétiques tordues et/ou extinction ondulante). Ils sont aussi enrobés de petits cristaux polygonaux de plagioclase (sans déformation) ayant cristallisé à partir des derniers liquides magmatiques. L'orthopyroxène et le clinopyroxène de la paragenèse ferromagnésienne primaire ne forment plus que des reliques au sein d'agrégats interstitiels d'actinote, de hornblende et, en moindre quantité, de biotite. Une texture coronitique caractérise ces agrégats de taille millimétrique à centimétrique qui pseudomorphosent le pyroxène magmatique originel (annexe 1, photo 3). Dans son organisation, cette couronne réactionnelle révèle généralement un enrichissement périphérique de hornblende et, en moindre importance, de granules et de petits agrégats de minéraux subopaques et opaques. Au contact même, le plagioclase est intensément saussurisé. Quelques spécimens de leuconorite massive montrent une structuration mieux organisée des ferromagnésiens interstitiels. La région centrale des agrégats ferromagnésiens est occupée par de l'hypersthène granoblastique. Elle est bordée successivement par des grains de clinopyroxène et de hornblende communément impliqués dans des relations simplicités vermiculées et radiées avec du spinelle vert. Bon nombre des plages ferromagnésiennes dérogent quelque peu à cette structure simplifiée. Elles présentent alors un cœur irrégulier composé d'un mélange d'iddingsite et de fins granules de minéraux opaques qui témoigne de la présence antérieure de grains d'olivine. Cette minéralogie et les relations texturales associées sont les témoins du rééquilibrage d'un assemblage protégène d'olivine et de plagioclase qui suggère la présence de faciès leucotroctolitique dans l'unité *mPfrn2* du Fournier.

Le faciès folié de l'unité *mPfrn2* ne peut être différencié du faciès massif ni par sa minéralogie primaire ni par sa minéralogie secondaire. La distinction entre ces deux faciès est uniquement texturale. Le microscope révèle alors pour ces leuconorites, une texture protoclastique orientée qui, par accroissement de la granulation et diminution du pourcentage des porphyroclastes, évolue vers une texture protomylonitique, voire orthomylonitique dans ses termes extrêmes. Cette texture et ses variations s'expriment en effet par des protoclastes de plagioclase et de pyroxènes

(hypersthène surtout), irréguliers, généralement allongées parallèlement à la foliation de la roche, et isolés dans une matrice de grains isométriques et polygonaux de plagioclases. L'extinction ondulante et les macles polysynthétiques tordues et fortement pliées des porphyroclastes de plagioclase d'une part, les ondulations parfois très prononcées des clivages de l'orthopyroxène d'autre part, témoignent de déformations plastiques beaucoup plus intenses que celles observées dans les leuconorites massives. Quelques porphyroclastes d'orthopyroxènes révèlent cependant un comportement rhéologique différent, fragile et cataclastique. Sans déformations internes, ces porphyroclastes ont en effet, pour la plupart, des bordures granulées et sont accompagnés de queues de cristallisations composées de fins grains isométriques et polygonaux d'orthopyroxène. De telles relations texturales ne peuvent rendre compte d'une déformation postmagmatique. Elles suggèrent que la foliation et la déformation qui caractérisent les contacts entre le gabbronorite et la leuconorite soient tardimagmatiques et marquent la cristallisation dirigée du magma leuconoritique dans des conditions rhéologiques à la limite des domaines ductile-fragile.

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (mPhsp)

Sur les cartes synthèses au 1:250 000 de Sharma et Franconi (1975), la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre définit une masse irrégulière amiboïde inscrite dans un polygone d'environ 150 km de diamètre. L'extrémité nord de cette masse appartient au territoire que nous avons cartographié (cf. figure 4).

Les travaux de cartographie que nous avons menés au sud, sur le feuillet 22 I/14, nous ont conduit à reconnaître deux unités (Chevé *et al.*, 1999) : une unité non différenciée d'anorthosite et de leuconorite (unité *mPhsp1*), et une unité à prédominance de gabbro, de gabbronorite et de norite contenant localement de la pyroxénite et des zones litées d'anorthosite/leuconorite, de norite et de pyroxénite (unité *mPhsp2*). Sur les feuillets faisant l'objet du présent rapport, l'unité *mPhsp2* n'a pas été reconnue comme telle. Par contre, nous avons introduit deux nouvelles entités identifiées *mPhsp3* et *mPhsp4*. Un leucogabbro grenatifère, recristallisé, folié, gneissique ou rubané caractérise l'unité *mPhsp3* alors que l'unité *mPhsp4* est constituée d'un assemblage de gabbronorite coronitique, de gabbro et d'anorthosite localement lités.

UNITÉ NON DIFFÉRENCIÉE D'ANORTHOSITE ET DE LEUCONORITE (mPhsp1)

L'unité *mPhsp1* n'est exposée que sur quelques km² dans les parties sud-est du feuillet 22 P/02 et sud-ouest du feuillet 22 P/03. Cette aire d'affleurements marque en fait le prolongement nord du *lobe nord-ouest* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Chevé *et al.*, 1999). Un

continuum pétrographique chevauchant les domaines de l'anorthosite et de la leuconorite y caractérisent l'unité *mPhsp1*. Cependant, sur quelques affleurements, un développement plus marqué de la composante mafique conduit à la reconnaissance ponctuelle d'un rubanement centimétrique à décimétrique de norite/gabbro et d'anorthosite/leuconorite. L'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens et de leurs minéraux de remplacement a imprimé, plus ou moins profondément, une foliation à la roche. Celle-ci se fait de plus en plus pénétrative vers le nord; dans le dernier kilomètre, en fait, nous sommes en présence de protomylonite anorthositique. Pour une description pétrographique des différents faciès de l'unité *mPhsp1*, le lecteur est convié à consulter le rapport de la région du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999).

LEUCOGABBRO GRENATIFÈRE, RECRYSTALLISÉ, FOLIÉ, GNEISSIQUE OU RUBANÉ (mPhsp3)

Dans la région étudiée, l'unité *mPhsp3* définit l'assemblage lithologique qui, en superficie, occupe la plus importante aire de distribution de la Suite anorthositique de Havre-St-Pierre. Elle se concentre à la limite sud des feuillets 22 P/02 et 22 P/03 en une bande de terrain de 6 à 8 km de large (nord-sud) distribuée entre le lac Magpie, à l'est, et la rivière Manitou peu avant son entrée dans le lac du même nom, à l'ouest. Elle s'inscrit dans une structure chevauchante vers le nord et débitée en une série de failles de chevauchement est-ouest profondément incrustées physiographiquement.

Le leucogabbro grenatifère recristallisé, folié, gneissique ou rubané constitue la composante lithologique fondamentale de l'unité *mPhsp3*. Toutefois, dans son gisement, celui-ci est intimement associé à des niveaux décimétriques à hectométriques composés essentiellement d'anorthosite blanche recristallisée et de pyroxénite. Lorsque cartographiables à l'échelle du levé, ces niveaux ont été différenciés sur la carte géologique et reconnus respectivement dans les unités *mPhsp3b* et *mPhsp3d*. Lorsque non cartographiables, ils sont implicitement considérés avec le leucogabbro grenatifère dans l'unité *mPhsp3a*.

Leucogabbro grenatifère recristallisé (mPhsp3a)

La structure du leucogabbro de l'unité *mPhsp3a*, et ses variations, illustrent essentiellement les conditions de déformation auxquelles ce dernier a été soumis lors de son transport tectonique sur le « socle » de granite et de gabbro, respectivement du Canatiche et de Baune. Les faciès les moins déformés de cette unité adoptent une texture porphyroclastique œillée qui permet de faire le lien entre ces roches et les roches anorthositiques (*sens large*) de la Suite de Havre-Saint-Pierre. À l'opposé, les faciès les plus déformés révèlent un rubanement gneissique (annexe 1, photos 4 et 5) qui met en alternance centimétrique à déci-

métrique, plus ou moins régulière, des bandes claires anorthositiques et des bandes et lames foncées gabbroïques (*sens large*). En maints endroits, cette structuration gneissique en est une de *gneiss droit* et est accompagnée de plis en fourreaux. Une linéation tectono-métamorphique d'entièrement supportée par la fabrique planaire principale caractérise tous ces faciès. Là où la ségrégation tectono-métamorphique en lits clairs et sombres est réduite, voire absente, le faible pourcentage de minéraux colorés du protolith conduit à une structuration en traits discontinus qui, en affleurement, rend mal l'intensité de la déformation enregistrée par la roche.

L'organisation mésoscopique des roches de l'unité *mPhsp3a* se transpose à l'échelle de la lame mince. Toutefois, quelle que soit cette organisation, la paragenèse minérale est peu affectée. Seuls les pourcentages changent. Outre le plagioclase, l'assemblage de minéraux caractéristiques le plus commun est défini par de la hornblende verte, du grenat, quelques lamelles de biotite brune, des minéraux opaques titanifères et du sphène (grains isolés ou couronnes autour des minéraux opaques). Tous ces minéraux sont impliqués dans une texture granoblastique polygonale à laquelle s'associent, sur quelques lames minces, des grains polygonaux de clinopyroxène. L'apatite, omniprésente et en traces, s'observe surtout avec les minéraux féminiques des lames ou des bandes riches en minéraux colorés. Les bandes anorthositiques blanches, quant à elles, présentent sur un site gneissique des cristaux arrondis et centimétriques de corindon. Les réajustements minéralogiques affectent tout particulièrement la composante féminique du leucogabbro. La déstabilisation du clinopyroxène conduit dans ses premiers stades à la formation d'une couronne réactionnelle et au développement de petites taches de hornblende verte de seconde génération. Une seconde génération de biotite brune, en fines lamelles entrelacées, fait son apparition à des stades plus avancés et s'associe à la hornblende rétrograde. La hornblende « primaire » est alors assujettie au même type de réajustement minéralogique. Le grenat s'avère très tôt affecté par le processus de rétrogradation du leucogabbro. Il est communément craquelé et résorbé plus ou moins profondément par de fins cristaux de hornblende et/ou de biotite de seconde génération. Le développement de la chlorite est généralement limité; la biotite est le minéral le plus sensible à cette altération. La damouritisation (séricite \pm calcite \pm épидote) du plagioclase est très variable; son intensité ne semble pas directement liée à celle de l'altération des minéraux mafiques, sauf dans les cas extrêmes. Dans le processus de rétrogradation, le corindon est également affecté : au contact des plagioclases, il s'entoure d'une couronne réactionnelle qui, du centre vers l'extérieur, se compose de pyrophyllite (?) aciculaire et radiée, de muscovite lamellaire et de chinozoïsite/pistachite.

Anorthosite recristallisée (*mPhsp3b*)

De l'anorthosite blanche, saccharoïde et foliée forme, dans son gisement le plus commun, des bandes centimétriques à décimétriques au sein du leucogabbro de l'unité *mPhsp3a*. Dans les aires identifiées à l'unité *mPhsp3b*, ces bandes prédominent nettement sur le leucogabbro et deviennent localement métriques.

Au microscope l'anorthosite révèle un texture granoblastique polygonale et hétérogranulaire. Les interstices et/ou les joints intergranulaires sont alors comblés par de la hornblende ou de la biotite. Du grenat s'ajoute à la paragenèse de l'anorthosite à hornblende alors que dans celle à biotite, la zoïsite, limpide, hypidiomorphe et poecilitique (quelques grains zonés même) apparaît comme une phase à l'équilibre. L'assemblage minéralogique primaire est complété par quelques grains interstitiels d'apatite et de sphène; les minéraux opaques sont rares. La rétrogradation métamorphique de ces roches a introduit une minéralogie secondaire semblable à celle des leucogabros grenatifères de l'unité *mPhsp3a*.

Pyroxénite et roches associées (*mPhsp3d*)

Une entité de roches essentiellement pyroxénitiques occupe une zone d'environ 1,5 km de longueur et 500 m de largeur, à la limite centre-sud du feillet 22 P/03. Une intercalation de niveaux plissés, décimétriques à plurimétriques, de pyroxénite, de pyroxénite à plagioclase, de gabbro et de norite la caractérise en affleurement et suggère un rubanement igné. La présence locale d'enclaves et de dykes indique par ailleurs que de la pyroxénite est intrusive dans le gabbro.

Le pyroxène dominant de cet assemblage de roches mafiques-ultramafiques est l'orthopyroxène. Dans les faciès peu altérés, il est bordé de hornblende et/ou de biotite verte. Toutefois, l'altération profonde qui l'accompagne communément (pseudomorphose ou recristallisation oblitérant totalement la texture initiale) est essentiellement actinolitique.

Ces roches ne sont pas sans rappeler l'assemblage de l'unité *mPhsp2* à gabbronorite, norite et pyroxénite de la bordure du *lobe nord-ouest* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre sur le feillet 22 I/14 (Chevè *et al.*, 1999). Le caractère intrusif de la pyroxénite et la présence de sulfures disséminés (1 à 5 %) cupro-nickélières (cf. « indice Edgard » dans le chapitre de « Géologie économique » du présent rapport) invite à faire ce lien. Il invite également les compagnies d'exploration minière à porter attention à cette unité et à ne pas sous-estimer le potentiel de l'aire d'affleurement de l'unité *mPhsp3* dans son ensemble.

GABBRONORITE CORONITIQUE, GABBRO, LEUCOGABBRO ET ANORTHOSITE (mPhsp4)

Cette unité définit géographiquement une aire circonscrite d'une dizaine de kilomètres carrés interprétée comme un klippe tectonique dont la semelle intensément mylonitisée a acquis un débit ardoisier et une très grande fissilité. Le gabbronorite coronitique et les gabbros constituent l'essentiel de cette unité. Dans la partie supérieure des falaises qui découpent la partie centrale du klippe, ces lithologies sont impliquées dans un litage magmatique subhorizontal, décimétrique à métrique, dans lequel s'interstratifient quelques niveaux de leuconorite et d'anorthosite (annexe 1, photo 6). À l'approche du décollement basal, le litage subhorizontal persiste et met en évidence des variations de composition dans une séquence de roches essentiellement ultramafiques. Ainsi, la distribution générale des lithologies à l'intérieur du klippe n'est pas sans rappeler l'organisation d'une séquence différenciée à l'intérieur d'un complexe stratifié.

Toutes les lithologies de l'unité *mPhsp4* ont préservé, à quelques exceptions près, leur texture magmatique primaire, intersertale ou subophitique. Toutefois, celle-ci est en partie oblitérée par les produits d'altération de la composante féminique primaire qui envahissent et grugent les plagioclases clairs et limpides de la trame initiale. Cette altération profonde et systématique des minéraux féminiques primaires rend en conséquence précaire toute discrimination précise à l'intérieur de la famille des gabbros. En effet, au microscope, les reliques d'orthopyroxène sont très rares et les lamelles de *Schiller* constituent le critère de reconnaissance le plus certain de sa pseudomorphose. Les reliques d'olivines sont également rares mais repérables grâce à leur altération en iddingsite craquelée, brun orangé. Finalement, les reliques de clinopyroxène sont communément masquées par l'intensité du remplacement de ce minéral par des agrégats de petits cristaux enchevêtrés de hornblende verte et/ou d'actinote.

La texture coronitique du gabbronorite et de la leuconorite est clairement reconnaissable mégascopiquement sur le terrain. En lame mince, elle se concrétise par un cœur de lamelles incolores et enchevêtrées de trémolite/actinote, avec en quelques endroits de la biotite brune, qui semblent délimiter le grain primaire; c'est dans cette partie que se localisent les reliques des minéraux féminiques primaires. Une couronne aciculaire et radiée d'actinote bleu-vert clair entoure l'agrégat central et bourgeonne profondément à l'intérieur du plagioclase. Là où l'altération est prononcée, l'organisation interne de ces agrégats est plus floue et du carbonate en envahit le cœur. Dans ce contexte, l'incertitude liée à la reconnaissance de la minéralogie primaire et l'organisation interne des textures coronitiques permettent d'envisager la possibilité que certaines des roches coronitiques classées dans les gabbronorites ou les leucogabbros soient en fait des troctolites.

Un assemblage de cristaux prismatiques et enchevêtrés de hornblende verte, d'actinote et de biotite brune pseudomorphose la minéralogie primaire des gabbros dans son habitus interstitiel ou subophitique. Cette paragenèse secondaire permet de distinguer minéralogiquement, au microscope, les gabbros des gabbronorites. Sur le terrain cette distinction se concrétise par une teinte générale vert sombre des gabbros alors que les gabbronorites évoluent dans des teintes vertes moins intenses et plus brunâtres. La minéralogie accessoire des gabbros consiste en minéraux opaques, en sphène (grain isolé ou couronne réactionnelle autour de minéraux opaques) et en apatite. Chacune de ces phases est communément à l'état de traces ou n'excède pas 1 ou 2 %. Quelques horizons décamétriques font exception et exhibent jusqu'à 10 % d'ilménite et 2 à 8 % d'apatite (cf. chapitre de « Géologie économique »).

Malgré une apparence générale massive et à la différence des gabbros (*sens large*), la texture des roches ultramafiques est totalement oblitérée par la minéralogie secondaire. Un feutrage de chlorite (clinochlore) et de trémolite au travers duquel percent quelques xénoblastes de carbonate caractérise ces roches au microscope. La minéralogie est complétée par 1 à 2 % de minéraux opaques en grains irréguliers, communément poecilitiques.

Anorthosite de Tortue (mPtor)

L'Anorthosite de Tortue forme une masse ovale approximativement NW-SE de 25 km de longueur et de 10 km de largeur qui s'étend à la limite des feuillets SNRC 22 I/13, 22 I/14, 22 P/03 et 22 P/04. Environ 35 km² de cette masse (~ 12 % de la superficie totale) sont exposés sur les feuillets 22 P/03 et 22 P/04 du présent rapport. Des contacts cisaillés la caractérisent à sa périphérie suggérant qu'elle ait été impliquée dans la même dynamique tectonique ESE-WNW que ses encaissants gneissiques du Complexe de Manitou. Des cisaillements tardifs l'affectent cependant à son extrémité NW et la débite en une série de saillants pénétrant profondément dans le Manitou.

Sur la carte régionale du champ magnétique (cf. figure 3), l'Anorthosite de Tortue est clairement circonscrite par une dépression magnétique qui, à l'intérieur, présente une susceptibilité magnétique progressivement croissante du SW vers le NE. Les terrains des feuillets 22 P/03 et 22 P/04 correspondent au maximum de susceptibilité magnétique.

Trois unités lithologiques ont été identifiées dans l'Anorthosite de Tortue au cours de nos travaux sur le feuillet 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999) :

- 1) une unité non différenciée, d'anorthosite et de leuconorite (*mPtor1*);
- 2) une unité de bordure à prédominance de leuconorite (*mPtor2*); et,
- 3) une unité de roches monzonitiques foliées et oeillées (*mPtor3*).

De ces trois unités, seules les unités *mPtor1* et *mPtor3* sont rapportées sur les feuillets 22 P/03 et 22 P/04. Un bref

aperçu de ces deux unités est fait dans les lignes qui suivent. Toutefois, pour une description détaillée des lithologies qui les composent et des variations pétrographiques qui les accompagnent, nous référerons le lecteur à notre rapport de la région du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999).

L'unité *mPtor1* caractérise un continuum pétrographique de roches chevauchant les domaines de l'anorthosite et de la leuconorite. Le faciès type est une roche plagioclasique à grain grossier à très grossier contenant entre 5 et 15 % de minéraux mafiques (orthopyroxène essentiellement, clinopyroxène, magnétite et/ou ilménite). Un développement plus marqué de la composante mafique conduit localement à l'identification de norite et de gabbro. Ces roches révèlent pour la plupart une texture protoclastique qui témoigne de déformations clastiques lors de leur mise en place et avant leur consolidation. Des couronnes réactionnelles au contact orthopyroxène-plagioclase sont communes. Toutefois leur développement est limité et sans commune mesure avec celles du lobe nord-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre du feuillet 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999).

L'unité *mPtor3* est une unité de roches monzonitiques qui borde le nord et le nord-est de la masse anorthositique de Tortue. Toutes les roches de cette unité, au même titre que les roches anorthositiques adjacentes, ont été engagées dans des déformations qui leur ont conféré une texture mylonitique foliée à gneissique et, en certains endroits, porphyroclastique. Ces roches s'inscrivent pétrographiquement entre un pôle de monzodiorite-monzonite quartzifère à orthopyroxène ± clinopyroxène (jotunite-mangérite) et un pôle de syénite quartzifère et de granite à biotite ± hornblende. La dissémination systématique de magnétite dans ces roches (jusqu'à 15 % dans un faciès de leucogranodiorite) explique leur signature magnétique. Leur engagement dans une structure mylonitique inclinée vers le sud-ouest sous l'anorthosite permet alors d'expliquer raisonnablement le gradient magnétique mentionné précédemment dans l'Anorthosite de Tortue.

Brèche de Marsal (Pmrs)

La Brèche de Marsal (*Pmrs*) est une brèche de diatème mafique qui définit six corps intrusifs distincts et circonscrits regroupés autour du lac Marsal (NE du lac Magpie) à l'intérieur d'une zone d'environ dix kilomètres de diamètre (22 P/02). Trois de ces corps ont de deux à trois kilomètres de diamètre; les trois autres, plus restreints, s'apparentent à des pipes intrusives de 500 m à 1000 m de diamètre. Les lithologies qu'ils percent appartiennent au Gabbro de Baune et au gabbronorite du Complexe de Poisset.

À l'affleurement, la roche est de teinte générale verte, faiblement brunâtre. Une matrice magnétique et à grain très fin lie de 10 à 25 % de fragments disjoints, arrondis à subanguleux et de taille centimétrique à décimétrique (annexe 1, photo 7). Du matériel granitique, du gabbronorite et du gneiss composent ces fragments. Au microscope, la matrice se présente comme une poudre de roche microcrys-

talline recristallisée et saupoudrée de fines granules de clinzoïsite et, en moindre quantité, de minéraux opaques et subopaques. Elle supporte des quantités variables, d'un échantillon à un autre, de petits fragments lithiques felsiques et de fragments millimétriques de minéraux (quartz, plagioclase plus ou moins damouritisé et/ou carbonatisé, biotite dilacérée brun orangé, hornblende, clinopyroxène amphibolitisé et orthopyroxène partiellement à totalement uralitisé pour les plus communs). Tous ces fragments montrent des films réactionnels et/ou des évidences de corrosion à leur périphérie. Quelques particularités s'ajoutent. En effet, parmi les fragments felsiques les plus grossiers, certains se caractérisent par un assemblage quartz-feldspathique granophyrique d'où se dégagent des lattes très élancées de plagioclase qui suggèrent des textures squelettiques de trempe. Une telle texture « fraîche » que nous n'avons pas rencontrée dans la région du lac Marsal suggère la présence dans ce secteur d'un protolithe felsique post-grenvillien qui a, soit accompagné le magmatisme de la brèche, ou qui a été recoupé en surface par le diatème. L'autre particularité réside dans la présence d'amygdales centimétriques, aux contours réguliers et arrondis, remplies de quartz et bordées de fins bâtonnets de clinzoïsite. La plus importante amygdale observée atteint près de cinq centimètres de diamètre; elle est tapissée intérieurement de gerbes de quartz et est remplie de sphérolites millimétriques de prehnite.

Lithologies diverses

Un certain nombre de lithologies cartographiables n'ont pas été regroupées au sein d'unités lithodémiques. Ces lithologies, communément restreintes en superficie, mais pour la plupart liées à des corps bien circonscrits sur les feuillets 22 P/02 et 22 P/03, sont traitées dans la présente section. Nous y traitons également les lithologies de petites intrusions tardives et/ou de dykes qui, pour la plupart, sont limitées à des pointements isolés ou à des parties d'affleurement. Les sites de ces entités non cartographiables sont accompagnés, sur les cartes géologiques qui accompagnent le présent rapport, du code lithologique approprié.

MANGÉRITE (I2O)

Dans la partie centre-sud du feuillet 22 P/03, de la mangérite forme une masse subcirculaire d'environ 3,5 km de diamètre autour de laquelle s'enveloppent partiellement des feuillets de leucogabbro grenatifère de l'unité *mPhsp3a*.

La mangérite se présente en une roche massive à faiblement foliée et à grain moyen à grossier qui, en cassure « fraîche », offre une teinte gris moyen rosée à brunâtre. Au microscope, elle révèle une texture hétérogrenue, constituée par l'agencement de cristaux xénomorphes à hypidiomorphes de feldspaths alcalins (orthose, perthite en bandelettes ou mésoperthite en taches) et, en moindre quan-

tité, de plagioclase (incluant quelques antiperthites). La biotite (10 à 15 %) est la principale phase ferromagnésienne de la roche. Selon les échantillons, elle est accompagnée de quantités variables de hornblende (brun verdâtre à vert bleuté) et de clinopyroxène. L'abondance de ce dernier est inversement proportionnelle à celle de la hornblende et sa stabilité, très variable. Une uralitisation vert foncé (hornblende), faible à modérée, accompagne les premiers stades d'instabilité du clinopyroxène dans les faciès où il prédomine nettement sur la hornblende. À un stade plus avancé, seules quelques reliques de clinopyroxène persistent au sein de hornblende stable. Des agrégats micacés, microcristallins, de teinte jaune paille, jaune orangé ou brun rougeâtre, caractérisent l'altération de la monzonite. Ils s'observent le long des plans de clivage des cristaux de clinopyroxène en voie d'uralitisation ou en plages irrégulières isolant des reliques de clinopyroxène. Aucune relique d'olivine ou d'orthopyroxène n'a été identifiée dans ces plages qui, dans quelques cas sont bordées de petits cristaux de hornblende vert bleuté. Toutefois, de l'orthopyroxène protéroïque est soupçonné, dans la partie centrale de quelques grains de hornblende, en raison de la présence des fines lamelles de minéraux subopaques qui prennent l'apparence de lamelles d'exsolution de type *Schiller*. De telles relations texturales suggèrent un rééquilibrage tardif magmatique plutôt que métamorphique.

La minéralogie accessoire est constituée de minéraux opaques (~3%), de sphène (grains isolés ou couronnes autour des minéraux opaques), d'apatite, d'allanite et de zircon. Communément ces minéraux sont en inclusions dans la hornblende et la biotite; leur présence en grains isolés dans le feldspath n'est cependant pas rare.

Les évidences de rétrométamorphisme se limitent essentiellement à des amorces de chloritisation de la hornblende et/ou de la biotite accompagnées, ou non, de granules d'épidote. Une damouritisation faible à modérée des plagioclases accompagne généralement cette altération.

Des grains de zircon prélevés dans un faciès à hornblende de l'unité mangéritique (~10 % hornblende; ~5 % biotite; ~5 % magnétite et de rares reliques de clinopyroxène au sein d'agrégats micacés (~5%) jaune orangé) ont été datés par la méthode U/Pb (cf. figure 6d et tableau 1). Un âge de cristallisation de 989 ± 1 Ma lui est attribué (voir chapitre de « Géologie historique »).

MONZODIORITE (I2H); MONZODIORITE ET MONZOGABBRO(I2Ha); SYÉNITE, SYÉNITE QUARTZIFÈRE ET SYÉNOGRANITE MAGNÉTIQUE (I2Da)

Quelques kilomètres à l'ouest de la masse de mangérite précédemment décrite, un cortège de roches monzodioritiques, monzogabbroïques et syénitiques (*sens large*) définit une masse aux contours plus sinuieux, d'environ 30 km², soulignée dans ses grandes lignes par une susceptibilité magnétique élevée. Les relations de terrain entre ces diffé-

rentes lithologies ne sont pas clairement établies. Un cœur de monzodiorite semble se dégager de l'ensemble et s'entourer de roches légèrement plus mafiques qui s'inscrivent dans un continuum de monzodiorite-monzogabbro. Les roches syénitiques, quant à elles, ont une extension plus limitée. Leur distribution générale donne l'impression d'une mise en place selon des structures rappelant des dykes annulaires. Nous associons à ces lithologies un corps de roches felsiques roses, isolé entre la monzodiorite et la masse de mangérite et, à l'ouest de la rivière Manitou, des pointements de granite très magnétique pour qui un âge de cristallisation à 996 ± 3 Ma est inféré (voir le chapitre de « Géologie historique »).

La **monzodiorite** est une roche massive, à grain moyen qui, mégascopiquement, se différencie de la mangérite par une teinte gris moyen à verdâtre plutôt que brunâtre. Bien que ces deux roches montrent des similitudes texturales, quelques particularités les distinguent minéralogiquement l'une de l'autre. Le bâti feldspathique hétérogène de la matrice de la monzodiorite est en effet essentiellement plagioclasique (plagioclase et antiperthite maclés polysynthétique et, pour quelques cristaux, également maclés Carlsbad). De l'orthose finement perthitique (perthite en bandlettes) et des grains interstitiels de quartz (<5 %) complètent l'assemblage felsique. La paragenèse des minéraux colorés de la monzodiorite montre une grande affinité avec celle de la mangérite; seules les phases micacées jaune orangé à brun rougeâtre de résorption et de rééquilibrage du clinopyroxène n'ont pas été observées. La variation dans l'abondance de ces minéraux (30 à 45 %) marque, sur le terrain, le continuum lithologique entre la **monzodiorite** et le **monzogabbro**. La paragenèse accessoire de ces roches est également similaire à celle de la mangérite tant par sa minéralogie que par son habitus.

Le rétrométamorphisme au faciès des schistes verts est bien exprimé dans quelques échantillons. Il se traduit surtout par la déstabilisation de la biotite et en sa transformation feuillet par feuillet ou, globalement, en une chlorite verte plaquée d'épidote (pistachite; jusqu'à 5 %) et parsemée de fins granules subopaques. Une altération semblable affecte la hornblende à un degré nettement moindre. Conurremment, le plagioclase est saussurisé à des degrés variables et assombri par un enchevêtrement de fines paillettes micacées et par une multitude de petits granules d'épidote et de calcite.

Des roches « syénitiques » roses à faiblement rougeâtres, massives et à grain moyen affleurent dans le voisinage immédiat de la monzonite et de la monzodiorite précédemment décrites. La variation du pourcentage de quartz (quelques pour-cents à 25 %) font de ces roches à microcline (50 à 60 %) et plagioclase (5 à 10 %) un cortège de **syénite-syénite quartzifère-syénogranite**. Les minéraux colorés excèdent rarement 15 %. Il s'agit essentiellement de biotite (~10 %; en petits feuillets isolés les uns des autres) et, en moindre quantité, de minéraux opaques (± sphène) et de quelques feuillets de muscovite. La biotite est instable. La

plupart des feuillets sont en effet l'objet d'une chloritisation partielle ou totale qui s'accompagne de fines aiguilles de rutile et de granules d'oxydes. Pétrographiquement, ces roches « syénitiques » montrent des similitudes avec les dykes felsiques ou avec la composante felsique de dykes composites diabasiques du lac Manitou (Chev  et al., 1999).

PÉRIDOTITE (I4I)

Trois pointements de roches ultramafiques dispersés à l'est du lac Magpie (feuillet 22 P/02) définissent cette unité lithologique. Deux d'entre eux se situent dans le Complexe de Poisset (*mpPpoi1*); le troisième a été identifié sur la rive est du lac Magpie, dans l'unité cisaillée (*mpPbau1b*) du Gabbro de Baune. Les relations avec l'encaissant ne sont pas connues. Toutefois, les variations lithologiques de l'encaissant sugg r ent qu'il ne s'agit pas de simples variations texturales et minéralogiques mais plutôt de petites masses intrusives et/ou de dykes.

M gascopiquement, la roche qui les compose est très sombre, verdâtre, à grain fin à moyen et très magnétique. Le microscope révèle une profonde serpentisation de l'olivine. Celle-ci se présente communément en grains arrondis, isolés dans des plages lamellaires à texture maill e d'antigorite. De fins granules de magnétite, localisés aux limites des plages ou dans les clivages de l'antigorite, accompagnent cette altération. Dans les faciès les plus altérés, l'olivine a totalement disparu; seules quelques plages brun rougeâtre à jaune orangé d'iddingsite témoignent de sa présence. Des reliques de gros cristaux (1 à 3 mm) corrodés d'orthopyroxène et, en moindre quantité, de grains plus petits de clinopyroxène ont été observés dans des lames minces provenant des deux pointements de péridotite encaissés dans le Complexe de Poisset. De telles reliques sugg r ent ainsi un protolithe lherzolitique plutôt que dunite pour ces roches. Du spinelle (1 à 3 %) les caractérisée  g alement et quelques grains interstitiels de plagioclase ont été observés.

La minéralogie accessoire, liée à essentiellement à l'altération serpentineuse, est composée de talc (lamelles isolées), de hornblende et de chlorite. Du carbonate, des minéraux opaques et de fines lamelles d'antigorite comblent les veines et veinules qui parcourent ces roches.

PETITES INTRUSIONS TARDIVES ET/OU DYKES

Lamprophyre mafique (I3O)

Un pointement isolé et de faible dimension de lamprophyre mafique, très magnétique, à grain moyen à grossier et de teinte gris moyen à gris foncé est exposé au nord-est du feuillet 22 P/03. Cet affleurement se situe dans un environnement de granite massif, à faible susceptibilité magnétique, du Complexe de Canatiche. Un haut magnétique d'environ 1 km de long et de direction générale est-ouest

l'accompagne et suggère une petite intrusion ou un dyke de même orientation.

L'examen p t rographique révèle un assemblage de cristaux hypidiomorphes, jointifs   interpénétrés, de clinopyroxène (8-10 %), d'orthopyroxène (8-10 %), d'olivine (~ 15 %) et de minéraux opaques (2-3 %) liés par des cristaux xénomorphes, trapus et poecilitiques de plagioclase (~ 35 %) et des plages millimétriques de biotite brune (~ 20%) poecilitique. De l'apatite (3-5 %) accompagne systématiquement la paragenèse initiale de la roche. Le réajustement tardim gmatique des minéraux prot rog nes oblit re grandement les relations texturales. Les principales modifications se traduisent par :

- 1) une couronne réactionnelle d'orthopyroxène au contact olivine-plagiocalc e accompagnée d'une amorce de déstabilisation de l'olivine en iddingsite et en granules de minéraux opaques; et par,
- 2) la pseudomorphose à des degrés très variables du clinopyroxène par de la hornblende brun verdâtre.

Gabbro à olivine (I3K), troctolite (I3N)

Quelques pointements de roches mafiques, isolés dans les assises granitiques du Complexe de Canatiche, retiennent l'attention par la « fraicheur » de leur texture et, plus particulièrement, par la limpidité des plagioclases de leur trame. Ces roches massives, à grain moyen et porteuses d'olivine comme principal ou unique minéral ferromagnésien prot rog ne, témoignent de manifestations intrusives tardives de faible extension. Les sites où elles ont été identifiées sont accompagnés d'un code « I3K » ou « I3N » selon la lithologie présente.

L'instabilité tardim gmatique de l'olivine et du plagioclase se traduit systématiquement dans ces roches par une texture coronitique. Peu développée, r gul re et surtout fibroradiée dans les roches troctolitiques, la couronne réactionnelle d'orthopyroxène   spinelle   clinopyroxène devient beaucoup plus importante, irr gul re et nettement granoblastique dans les gabbros à olivine. Dans ce dernier cas, elle s'accompagne d'une bordure discontinue de grenat alors que les o ikocristaux prot rog nes de clinopyroxène ont très peu été assujettis à des réajustements minéralogiques au contact du plagioclase.

Dykes mafiques diabasiques (I3B)

Les dykes mafiques diabasiques affleurent à travers l'ensemble de la région cartographiée. Ce sont des dykes d' p aisseur décimétrique à métrique, d'extension longitudinale limitée (rarement observés sur plus de quelques dizaines de mètres) et d'attitude variable : tantôt sécants, tantôt conformes à la gneissosité.

Les roches mafiques diabasiques sont très sombres, noir verdâtre, à grain fin à très fin, voire aphanitiques, et à susceptibilité magnétique variable. Plusieurs générations

de dykes sont présentes. Les plus anciennes ont en grande partie perdu leurs textures magmatiques d'origine et enregistré, à des degrés divers, une recristallisation granoblastique. Les plus récentes révèlent des textures intergranulaires, intersertales ou fluidales (bordure des dykes surtout). Toutes, cependant, montrent les effets de réajustements minéralogiques tardifs au faciès des schistes verts.

BRÈCHE PALÉOZOÏQUE À CIMENT MICRITIQUE SILTEUX (BR [CB])

Sur la rive occidentale du lac Magpie, à 4 km au sud de la limite nord du feuillet 22 P/02, une fracture subverticale et irrégulière d'une quinzaine de centimètres dans son épaisseur maximale et de 5 à 6 m de longueur (direction approximative N-120° E), recoupe le Gabbro de Baune et présente des ramifications latérales sur quelques mètres de largeur. Un calcaire à patine gris beige et gris moyen en surface fraîche remplit cette fracture et ses embranchements (annexe 1, photo 8). De fines laminations, communément perturbées dans leur organisation régulière, sont disposées subparallèlement aux parois subverticales des fractures. Une telle organisation indique clairement qu'il ne s'agit pas d'une sédimentation *in situ* mais d'un remplissage *per descensum* à partir d'un sédiment encore gorgé d'eau. Nous sommes donc en présence d'une fracture qui a été alimentée par des dépôts marins paléozoïques sus-jacents comme en témoigne les fragments de coquilles et les débris d'échinodermes reconnus au microscope dans le ciment micritique silteux du calcaire. En bordure de la zone bréchifiée, le gabbro est profondément altéré et les fractures et fissures sont remplies de calcite sparifique et de prehnite fibroradiée. Un tel assemblage n'est pas sans rappeler le contenu des amygdules de la Brèche de Marsal. La proximité des sites permet d'envisager la contemporanéité de ces deux processus de bréchification. La fracturation du gabbro sur les rives du lac Magpie pourrait en effet n'être qu'une manifestation « distale » du cataclysme qui a accompagné la mise en place de la brèche de diatème de Marsal.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les éléments de géologie structurale présentés dans le présent chapitre intègrent les données recueillies sur les feuillets 22 P/02 et 22 P/03 et 22 P/04 par les équipes du MRN (projet Manitou) et par Blais (1960) sur les deux tiers ouest du feuillet 22 P/04.

Dans la région, l'absence d'horizons stratigraphiques repères et le manque de structures primaires imposent des limites à une analyse structurale fine. Toutefois, les relations structurales observées localement, l'analyse des mesures recueillies au cours des divers cheminements, les

données géophysiques aéroportées et l'interprétation des photos aériennes et satellites permettent de définir, d'une part, les structures kilométriques qui contrôlent le motif structural régional et, d'autre part, les grands domaines lithotectoniques et leurs relations mutuelles.

Éléments analysés

À l'exception d'entités géologiques spatialement limitées et tardives tels la brèche de Marsal et les dykes de diabase, toutes les roches de la région sont foliées. Toutefois, le développement de cette foliation et des autres éléments structuraux qui l'accompagnent varie grandement selon les lithologies porteuses. Pour cela, nous les décrirons en fonction des grands ensembles lithodémiques que nous avons reconnus dans la région.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE CANATICHE ET LE GABBRO DE BAUNE

Le Complexe de Canatiche et le Gabbro de Baune sont deux entités lithodémiques composées de roches ignées dont la structure varie de massive à foliée, voire à gneissique. En dehors des domaines massifs qui, pour la plupart, ont préservé leurs textures magmatiques primaires, la foliation des roches est généralement faiblement imprimée. Dans les granitoïdes du Canatiche généralement pauvres en minéraux colorés, celle-ci est surtout révélée par l'orientation préférentielle des lamelles de biotite. Si, dans certains cas, cette foliation apparaît nettement d'origine tectonique (mylonitisation, recristallisation et orientation plus ou moins prononcée des grains de la matrice quartzofeldspathique), son origine est plus difficile à saisir lorsqu'elle se développe sur un fond préservant ou suggérant une structuration magmatique. En effet, bon nombre d'affleurements de l'unité *mpPcan1c* du Canatiche, surtout à proximité des zones à structure massive dominante, présentent une foliation magmatique et/ou une foliation relique de matériel gneissique assimilé. L'échelle des travaux ne permet pas de faire une analyse régionale suffisamment continue en surface pour discerner clairement les zones de distribution de la foliation primaire magmatique et de la foliation secondaire à l'état solide. Il apparaît ainsi fort probable que les zones massives cartographiées ne constituent qu'une partie seulement de corps intrusifs pris individuellement. À l'opposé, ces zones pourraient n'être que les témoins protégés de masses intrusives plus importantes, segmentées par un réseau tressé de cisaillements.

Les régions immédiates du lac à l'Aigle (nord-ouest du feuillet 22 P/03) et du lac Canatiche (nord du feuillet 22 P/04) se démarquent par leur structuration interne. Les roches granitiques de ces secteurs sont très foliées et gneissiques. Le développement de cette anisotropie conduit à un assemblage de roches bien rubanées montrant des ségrégations minérales mafiques-felsiques distinctes et intercalées

avec des gneiss œillés. Nous sommes dans le prolongement est de l'unité de « roches intrusives et métasomatiques anciennes » de Blais (1960) au sein de laquelle ce dernier reconnaît des faciès migmatitiques.

Les roches du Canatiche et du Baune sont peu « linéées » dans leur ensemble. Lorsque présente, la linéation est minérale et se manifeste essentiellement par un léger allongement des agrégats interstitiels de minéraux mafiques dans les roches felsiques. Dans les roches mafiques, la hornblende et les minéraux mafiques qui lui sont associés sont les éléments indicateurs de ce type de linéation. Des linéations d'étirement enregistrées surtout par le quartz caractérisent les niveaux les plus intensément déformés.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE POISSET ET DANS LA SUITE ANORTHOSITIQUE DE FOURNIER

Dans la partie centrale de leurs corps respectifs, le gabbronorite du Poisset ainsi que la leuconorite et l'anorthosite du Fournier présentent une structure massive. Toutefois celle-ci s'exprime différemment dans chacune des lithologies en présence. La texture massive granoblastique et polygonale du gabbronorite est une texture métamorphique de restauration qui a effacé la texture antérieure et rendu inaccessible l'interprétation de son processus de mise en place. La stabilité de l'orthopyroxène et du clinopyroxène dans ces roches indiquent par contre que le recuit granoblastique s'est effectué à haute température, au faciès granulite. Dans de telles conditions, la foliation et la linéation enregistrées dans le gabbronorite par l'orientation des ferromagnésiens sont soit les fantômes d'une signature magmatique figée lors d'une recristallisation statique, soit des éléments orientés secondaires acquis lors d'une recristallisation dirigée ou lors de déformations tectoniques ultérieures. À proximité des niveaux mylonitisés, le caractère secondaire de la foliation et de la linéation est des plus probables. À distance, la discrimination entre les trois hypothèses s'avère beaucoup plus incertaine.

La structuration massive des roches de la Suite anorthositique de Fournier préserve, quant à elle, des textures magmatiques protoclastiques qui témoignent de déformations et de broyage accompagnant le mouvement des cristaux dans le magma avant sa consolidation complète. Des sites lités dans la leuconorite révèlent par contre des conditions magmatiques antérieures plus stables. À l'opposé, le développement d'une foliation pénétrative et d'une linéation marquée témoignent de déformations subséquentes intenses et/ou persistantes. Les relations texturales suggèrent un processus de cristallisation dirigée du magma leuconoritique dans des conditions rhéologiques à la limite des domaines ductile-fragile. Ces déformations tardimigmatiques ne rendent cependant pas compte de la mylonitisation qui affecte en de nombreux endroits le contact entre la leuconorite de Fournier et le gabbronorite de Poisset. Il semble en effet que cette discontinuité lithologique ait non

seulement été le site privilégié d'une déformation intrusive tardimigmatique mais que l'anisotropie ainsi acquise ait focalisé et canalisé les déformations orogéniques subséquentes.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LES COMPLEXES GNEISSIQUES DE MANITOU ET DE MAGPIE

Bien que les aires de distribution soient très différentes et distantes de plus de 30 km, les complexes de Manitou et de Magpie sont deux complexes qui montrent de nombreuses similitudes lithologiques. D'autre part, sans inférer à ce stade-ci de lien temporel dans les événements de déformation qui les affectent, les éléments structuraux planaires et linéaires qui les caractérisent sont de même nature. La foliation minérale S_1 est la principale structure planaire, définie essentiellement par la composante fémique de la roche hôte. Dans les unités gneissiques, elle suit la gneissosité G_1 et son rubanement centimétrique à décimétrique et ce, même lorsque G_1 est impliqué dans la déformation plicative P_2 ; cette dernière se révèle à l'affleurement par des plis intrafoliaux démembrés, de longueur d'onde et d'amplitude décimétrique à métrique (Chevé et al., 1999).

Les éléments linéaires supportés par la gneissosité G_1 se matérialisent par des linéations tectono-métamorphiques minérale et d'étirement. Les linéations de microplissement, moins communes, surtout dans le Manitou, permettent généralement de cerner le style de la déformation plicative et, souvent, d'en évaluer la complexité.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LA SUITE ANORTHOSITIQUE DE HAVRE-SAINT-PIERRE

Des trois principales unités lithodémiques que nous avons reconnues dans le Havre-Saint-Pierre, l'unité *mPhsp4* de gabbronorite et de gabbro est la seule qui présente des structures primaires de litage magmatique encore reconnaissables. Une foliation minérale définie par la composante fémique de l'anorthosite ou de la leuconorite caractérise l'unité *mPhsp1* au sud de la région. Cette foliation se fait de plus en plus pénétrative vers le nord alors que les assises anorthositiques se mylonitent et évoluent vers les lithologies de l'unité *mPhsp3*. C'est cette dernière unité qui, dans la région considérée dans le présent rapport, a enregistré les déformations les plus intenses et les plus importantes. Toutes les lithologies de l'unité *mPhsp3* sont en effet fortement foliées et porteuses de linéations tectono-métamorphiques minérale et d'étirement. Ces éléments structuraux sont nés d'un processus de dissolution-cristallisation de la matrice feldspathique et d'une réorientation et/ou d'une recristallisation dirigée des minéraux fémiques peu abondants. Ils prennent communément l'aspect de traits discontinus qui, en affleurement, rendent mal l'intensité de la déformation enregistrée par les roches. Dans les faciès lithologiquement plus diversifiés et plus mafiques, cette

mauvaise perception disparaît. Le matériel anorthositique (*sens large*) adopte une structure gneissique rubanée qui met en alternance centimétrique à décimétrique et plus ou moins régulière, des bandes claires anorthositiques et des bandes et lames foncées leucogabbroïques (*sens large*). En maints endroits, cette structuration gneissique en est une de gneiss droit et est accompagné de plis en fourreaux.

Analyse structurale

Comme nous venons de le mentionner, tous les grands ensembles lithologiques de la région sont l'hôte de linéations. À quelques exceptions près, ces linéations minérales et d'étirement présentent à l'analyse une colinéarité qui suggère qu'elles sont la manifestation d'un même événement tectonique. Le traitement de ces données est présenté à la figure 5 et fait l'objet de la discussion qui suit.

À son examen, la figure 5 fait nettement ressortir une dichotomie entre le sud et le nord des terrains cartographiés et traités dans le présent rapport. Cette dichotomie se fait approximativement le long d'une ligne (figure 5) qui, d'ouest en est, relie le lac Recluse et l'extrémité sud du lac à l'Aigle. Cette ligne s'incurve vers le sud pour atteindre la région des indices Josette et Malachite (cf. figure 7); elle se poursuit franc est jusqu'à la rivière Magpie Ouest, remonte quelque peu vers le NE, à l'ouest du lac Magpie, et traverse ensuite ce dernier pour rejoindre l'extrémité SE du feuillet 22 P/02. Au sud de cette ligne, dans des sous-domaines délimités pour rendre compte des différentes assises lithologiques, les linéations se rassemblent autour d'un point maximum dont l'attitude moyenne est de l'ordre de 150°/38°. Au nord de cette même ligne imaginaire les linéations sont nettement plus dispersées et plusieurs maxima se définissent à l'intérieur d'une guirlande qui indique clairement une évolution tectonique différente.

Les cinq sous-domaines méridionaux soit, d'ouest en est, les sous-domaines I, F, J, K et H s'inscrivent dans la même dynamique tectonique que celle que nous avons largement discutée dans les régions du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999) et du lac Nipisso (Gobeil *et al.*, 1999). Tous soulignent un transport tectonique marqué vers le NNW. Les sous domaines I et J, très semblables quant à l'attitude moyenne de la linéation (figure 5, stéréonets I et J), ne sont en fait que la continuité du domaine nord du lac Manitou (22 I/14) dans lequel l'attitude moyenne de la linéation s'établit à 160°/38° (Chevé *et al.*, 1999; voir leur figure 6, stéréonet B). La comparaison des données dans ces trois régions suggère un redressement de l'ordre de 8° de la linéation vers le nord. Le sous-domaine K, quant à lui, n'a pas d'extension déjà reconnue vers le sud. Dans la région du présent rapport, il englobe essentiellement dans ses limites l'unité *mPhsp3* de leucogabbro folié et gneissique de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. L'attitude du point maximum autour duquel se regroupent les linéations du sous-domaine K est de 172°/37° (figure 5, stéréonet K). Cette attitude, quasi orthogonale à la direction de la folia-

tion et de la gneissosité qui la supporte, met clairement en évidence un transport tectonique inverse du sud vers le nord dans cette région particulière. Le sous-domaine F recouvre des terrains granitiques du Canatiche. Les linéations qui le caractérisent se concentrent autour d'un point maximum dont l'attitude 148°/23° (figure 5, stéréonet F) s'inscrit dans la même dynamique de déformation que les sous-domaines I, J et K. Les relations entre les trajectoires de foliation et de linéation mettent par contre en évidence, dans ce secteur, une composante directionnelle significative. Une interprétation semblable peut être faite dans le sous-domaine H qui est défini dans ses contours par l'aire d'affleurement du Complexe de Magpie. Ce dernier se distingue cependant du sous-domaine F par l'apparition d'un point maximum secondaire à environ 310°/35° et d'un point maximum principal qui révèle une linéation moyenne légèrement plus abrupte, d'attitude 143°/38° (figure 5, stéréonet H). La présence au cœur du Magpie d'une unité granitique (*mpPmag5*) nous apparaît à l'origine de cette dispersion des linéations qui se concrétise approximativement à 51° 07' N de latitude. L'âge de ce corps granitique n'est pas connu. Toutefois, quelques linéations à forte composante est ou ouest observées à cet endroit de même que l'attitude de la foliation des roches encaissantes indiquent clairement que cette masse a perturbé le Complexe de Magpie et est à l'origine de la structure en dôme aplati qui caractérise le sous-domaine H dans sa partie nord.

Les domaines septentrionaux (figure 5, au nord de la ligne de partage des linéations) présentent une organisation structurale plus complexe. Les mieux structurés linéairement sont les sous-domaines A et C.

Le sous-domaine A se superpose aux roches granitiques les plus gneissiques du Canatiche dans le prolongement sud des terrains cartographiés par Blais (1960). Le point maximum définit dans ce sous-domaine une linéation moyenne d'attitude 103°/24° (figure 5, stéréonet A) nettement différente de ce que nous observons plus au sud. Plusieurs traces axiales ESE de plis ouverts peu serrés ont été mises en évidence au nord et à l'ouest de ce sous-domaine par Blais (1960). Toutes réfèrent à des plis plongeant faiblement vers l'ESE qui pourraient avoir généré une linéation minérale axiale compatible avec l'attitude du point maximum enregistré dans le sous-domaine A. Toutefois la plupart des mesures que nous avons faites ont été enregistrées sur des plans de foliation mylonitique à pendage est. Ces plans apparaissent comme la manifestation d'un « ripage » entre des niveaux de compétence différente, en particulier au contact entre les roches mafiques et les roches granitiques du Canatiche. Ce « ripage » étant approximativement colinéaire avec l'axe des plis ESE, donc non relié dynamiquement à ces derniers, nous interprétons l'information livrée par le stéréonet A de la figure 5 comme correspondant aux effets d'un transport tectonique d'est en ouest, superposé et contrôlé par des structures plicatives acquises antérieurement. Les effets de ces contraintes E-W

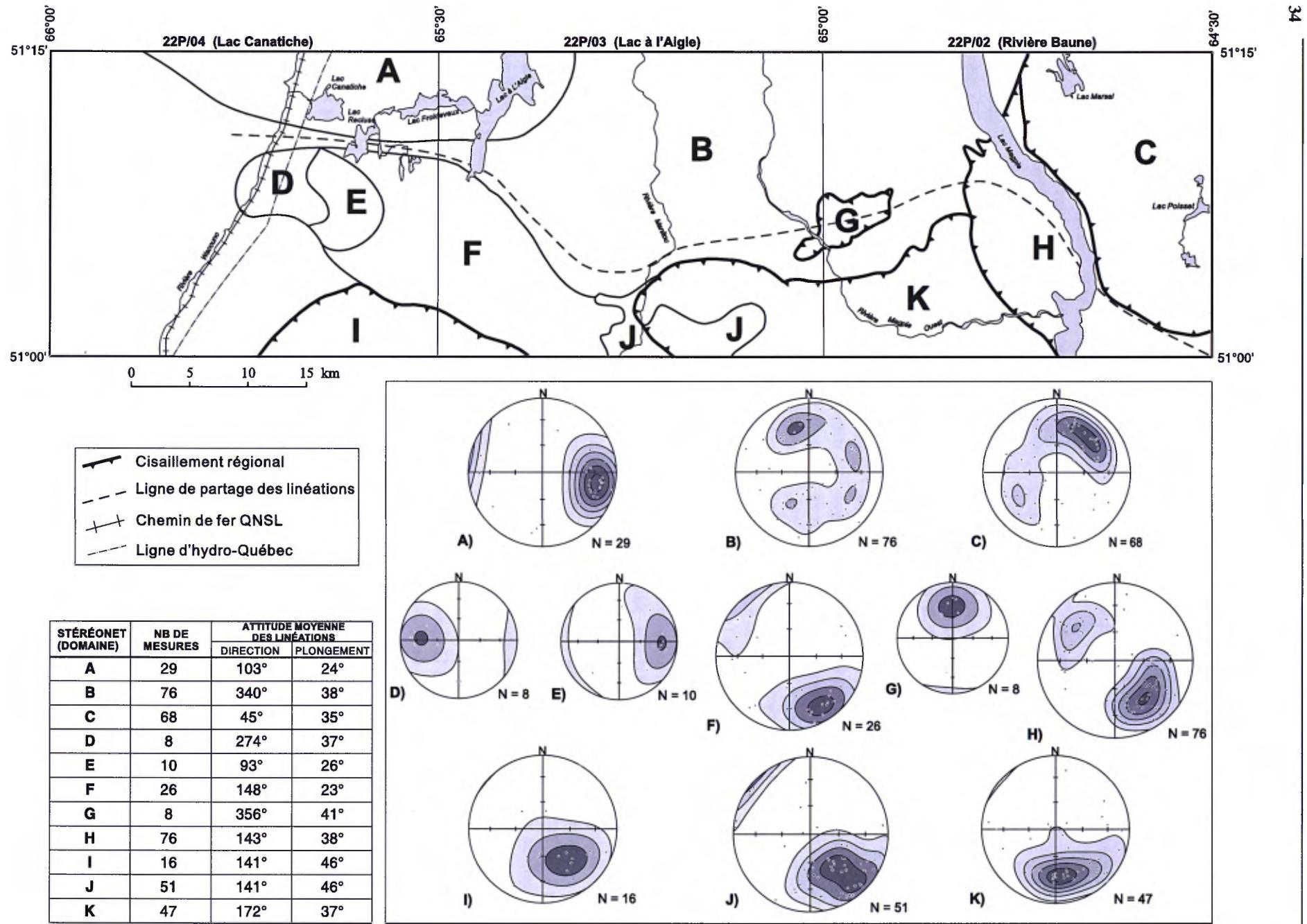


FIGURE 5 – Projections stéréographiques des linéations minérales et d'étiirement L_2 dans la région étudiée (feuilles SNRC 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04). Projection équivalente de l'hémisphère inférieur; contours selon la méthode de Kamb

tardives sont également illustrés par les stéréonets D et E de la figure 5. Quoique le nombre de mesures soit limité sur chacun des deux stéréonets, les maxima enregistrés mettent clairement en évidence les effets d'une flexure antiforme approximativement N-S entre ces deux sous-domaines.

Le sous-domaine B englobe des assises granitiques du Canatiche et des assises gabroïques du Baune. Une grande dispersion des linéations le caractérise. Le point maximum principal d'attitude $340^\circ/38^\circ$ (figure 5, stéréonet B), associé à l'enveloppe de points maxima secondaires mettant l'emphase sur des linéations ENE, ESE et SSW, révèle cependant une structuration linéaire cohérente avec celle des sous-domaines traités antérieurement. Le point maximum NNW est associé à des linéations tectono-métamorphiques essentiellement regroupées au nord du feillet 22 P/03. Son attitude est compatible avec une rotation de la linéation SSE des domaines méridionaux autour de charnières de plis ouverts faiblement plongeantes vers l'ESE. Celles-ci sont semblables en attitude à celles mises en évidence dans le sous-domaine A et les terrains adjacents cartographiés par Blais (1960). En outre, les deux maxima secondaires ENE et ESE de la guirlande de dispersion des linéations se rapprochent par leur attitude des maxima des sous-domaines A et E. Une dynamique tectonique tardive en régime compressif E-W superposée à un régime compressif engendrant un transport tectonique vers le NNW et un plissement approximativement E-W, est donc postulé pour rendre compte de la dispersion des linéations du sous-domaine B de la figure 5. Dans ce contexte, les linéations tectono-métamorphiques observées dans la semelle du chevauchement à la base du klippe tectonique de gabbronorite de l'unité *mPhsp4* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (sous-domaine G; figure 5, stéréonet G) suggèrent une flexure synforme E-W acquise postérieurement au chevauchement.

Le sous-domaine C englobe les anorthosites, leuconorites et gabbronorites du Fournier et du Poisset. Les linéations minérales qui le caractérisent définissent un point maximum principal d'attitude $45^\circ/35^\circ$ et un point maximum secondaire à environ $240^\circ/35^\circ$ (figure 5, stéréonet C). En cela elles tranchent nettement des observations faites dans les autres sous-domaines septentrionaux ou méridionaux de la région. L'absence de références tectoniques au nord, au nord-est et à l'est ne nous permet pas de mesurer la portée des données structurales du sous-domaine C. Aussi, les observations pétrographiques (cf. chapitre sur la description des unités lithologiques) nous incitent à reconnaître dans l'attitude du point maximum principal, la signature de la cristallisation dirigée et sous contrainte des derniers cristaux du magma. Des variations locales du champ régional de contraintes, des anisotropies dans la chambre magmatique ou des réajustements tectoniques tardifs et locaux expliqueraient alors le regroupement de linéations autour du point maximum secondaire et dans la guirlande de points qui le relie au point maximum principal.

Si les relations tectoniques du sous-domaine C par rapport à ses régions limitrophes nord et nord-est ne sont pas connues, ses relations avec le Gabbro de Baune sur la rive est du lac Magpie sont plus précises. À cet endroit, la bande de gabbro très déformé et schisteux de l'unité *mpPbau1b* s'engage, avec un pendage vers l'est, sous le gabbronorite du Poisset. Les linéations portées par la schistosité et les niveaux mylonitiques de cette bande mettent clairement en évidence un mouvement de chevauchement vers l'ouest. La cohérence dans la structuration linéaire des différentes lithologies du sous-domaine C incite alors à impliquer l'ensemble du sous-domaine dans un transport tectonique vers l'ouest. Ce chevauchement apparaît ainsi comme une manifestation de la dynamique compressive tardive et de direction E-W interprétée dans les sous-domaines A, B, D et E.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme prograde

À l'exception de la Brèche de Marsal, les assemblages minéralogiques associés aux différents lithodèmes de la région étudiée révèlent des conditions de pression et de température équivalentes ou supérieures au faciès des amphibolites.

Les conditions les plus élevées sont enregistrées dans le gabbronorite de Poisset et la leuconorite du Fournier. Dans ces roches, les assemblages stables à orthopyroxène-clino-pyroxyne-plagioclase ou à orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase-hornblende brun verdâtre sont en effet typiques de recristallisations au faciès des granulites.

L'orthopyroxène est absent de la paragenèse des leucogabbros gneissiques de l'unité *mPhsp3* et des gabbros de l'unité *mPhsp4* de la Suite de Havre-Saint-Pierre. L'assemblage minéralogique le plus commun de ces unités est défini par de la hornblende verte, du grenat, du plagioclase, des minéraux opaques titanifères (couronne rétrograde de sphène) et quelques grains d'épidote, soit une paragenèse typique des métabasites au faciès des amphibolites. Toutefois, la présence dans quelques lames minces de grains polygonaux de clinopyroxène métamorphique placerait plutôt les conditions de métamorphisme à la transition avec le faciès des granulites. Le même constat est dressé à l'examen des unités mafiques, cartographiables ou non, qui s'intercalent dans la séquence gneissique du Manitou à l'extrême nord du lac Manitou et dans la partie sud de la région traitée dans le présent rapport.

La hornblende est omniprésente dans le Complexe de Canatiche et dans le Gabbro de Baune. Dans ce dernier, sa présence en compagnie de plagioclase, d'épidote et de minéraux opaques titanifères ou de sphène infère des conditions métamorphiques au faciès des amphibolites. Les

grands feuillets de biotite brune à brun verdâtre qui s'associent communément à cette paragenèse traduisent probablement un excès de potassium dans le chimisme de ces roches. Dans les roches granitiques du Canatiche, la définition du degré de métamorphisme est plus difficile à établir puisque la hornblende accompagnée de biotite s'avère un assemblage minéralogique magmatique qui ne semble pas avoir été soumis à des modifications minéralogiques subsequentes. La présence de niveaux mafiques aux caractéristiques minéralogiques semblables à celle du Gabbro de Baune, à l'intérieur même du Canatiche, permet de postuler que les conditions de métamorphisme sur ce complexe n'ont pas dépassé le faciès des amphibolites.

Un environnement métamorphique comparable semble avoir prévalu pour le Complexe de Magpie. En effet, la minéralogie des composantes mafiques est à hornblende verte et sans clinopyroxène métamorphique. D'autre part, les gneiss quartzofeldspathiques, les paragneiss et les orthogneiss de cette entité sont caractérisés par des assemblages du faciès des amphibolites basés sur la présence, en quantités variables d'un échantillon à l'autre, de biotite, de muscovite, de plagioclase, de microcline et de quartz. Du grenat et du graphite particularisent les paragneiss. Toutefois, la présence anticipée sur le terrain de sillimanite n'a pu être confirmée en lame mince dans ces roches.

La Brèche de Marsal n'a pas enregistré d'épisodes de métamorphisme de degré élevé. Ses vacuoles remplies de prehnite fibroradiée ou frangées d'aiguilles de clinzoïsite témoignent d'un métamorphisme de faible température au faciès prehnite-pumpellyite.

Métamorphisme rétrograde

Toutes les roches de la région ont enregistré, à des degrés divers, un réajustement de leur paragenèse métamorphique prograde ou de leur minéralogie ignée primaire. Cette rétrogradation a conduit dans la plupart des cas, à des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès inférieur des schistes verts. Il s'agit d'une manifestation tardive qui affecte les roches les plus jeunes du projet Manitou telles les intrusions granitiques simples ou complexes post-cinématiques (Gobeil *et al.*, 1999 et 2000; Chev   *et al.*, 1999) et certains dykes de diabase. Dans ce processus l'orthopyroxène, igné ou métamorphique du faciès des granulites, est le minéral le plus vulnérable. Son altération ultime conduit à un assemblage de hornblende verte, d'actinolite fibreuse et de fines lamelles entrelacées de biotite brune et de chlorite parsemées d'une multitude de granules de minéraux subopaques. Le développement de chlorite aux dépens de la hornblende, de la biotite et parfois du grenat, constitue la manifestation la plus commune de la rétrogradation métamorphique régionale. Il s'accompagne généralement d'une damouritisation plus ou moins prononcée du plagioclase.

GÉOLOGIE HISTORIQUE

À la lumière des données géologiques exposées dans le présent rapport et de nouvelles données géochronologiques sur les feuillets 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04, nous proposons, dans le présent chapitre, d'actualiser et de résumer synthétiquement nos connaissances de l'histoire géologique des terrains cartographiés depuis le début du projet Manitou. Les principaux événements magmatiques, métamorphiques et tectoniques ont été présentés et discutés amplement dans les rapports du lac Nipisso (Gobeil *et al.*, 1999) et du lac Manitou (Chev   *et al.*, 1999). Nous convions donc le lecteur à prendre connaissance de ces deux rapports.

Données géochronologiques

Quatre échantillons localisés sur les feuillets 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04 (cf. figure 4) ont été analysés pour datation sur zircon et sphène par la méthode U-Pb. Ces nouvelles données analytiques s'ajoutent à celles des huit échantillons traités dans les régions des lacs Nipisso (22 I/13) et Manitou (22 I/14). Les échantillons sélectionnés sont :

- 1) un granite massif, à biotite et hornblende, peu magnétique, du Complexe de Canatiche (AG-97-3300A);
- 2) un leucogranite faiblement folié, à biotite et peu magnétique du Complexe de Canatiche (AG-97-5175A);
- 3) un granite massif à faiblement folié, à biotite, magnétique et tardi- à post-tectonique de l'unité I2Da (AG-97-1431A); et,
- 4) une mangérite massive, très magnétique et tardive de l'unité lithologique I2O (AG-97-1236A).

Toutes les analyses ont été réalisées par Natasha Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada. Les résultats analytiques sont présentés au tableau 1 et les diagrammes Concordia à la figure 6.

L'échantillon de granite massif (site 1; AG-97-3300A) appartient au faciès massif à biotite et hornblende *mpPcan1a* du Canatiche. Il provient de l'amas de dimension batholithique situé entre les rivières Magpie Ouest et Manitou sur le feuillet 22 P/03 (cf. figure 4). Une roche à grain moyen à gr  ssier et de faible susceptibilité magnétique le caractérise. Deux populations morphologiques de zircons ont été identifiées dans cet échantillon. Cinq analyses ont été effectuées sur des cristaux des deux populations. Quatre de ces cinq analyses, ZA1, ZB, ZC et ZD (tableau 1 et figure 6a), se répartissent sur une droite discordia dont l'intercepte supérieur à 1181 ± 2 Ma est interprété comme l'âge de cristallisation du granite. La cinquième analyse de zircon, ZA2, livre un âge de 1210 Ma (discordant de 2,9 %) interprété comme celui de zircon hérité. Deux fractions de sphène (titanite), TB et TC (tableau 1 et figure 6a), ont livré par ailleurs des âges peu discordants correspondant à

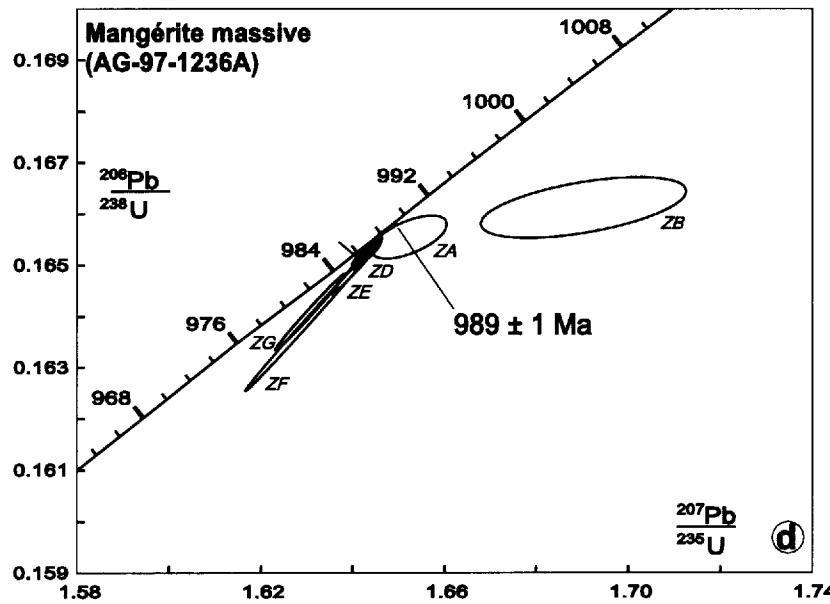
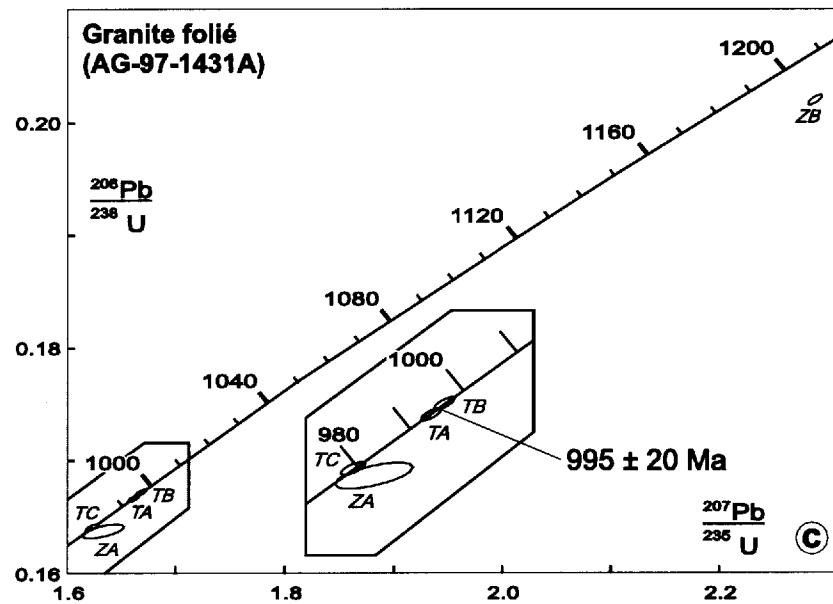
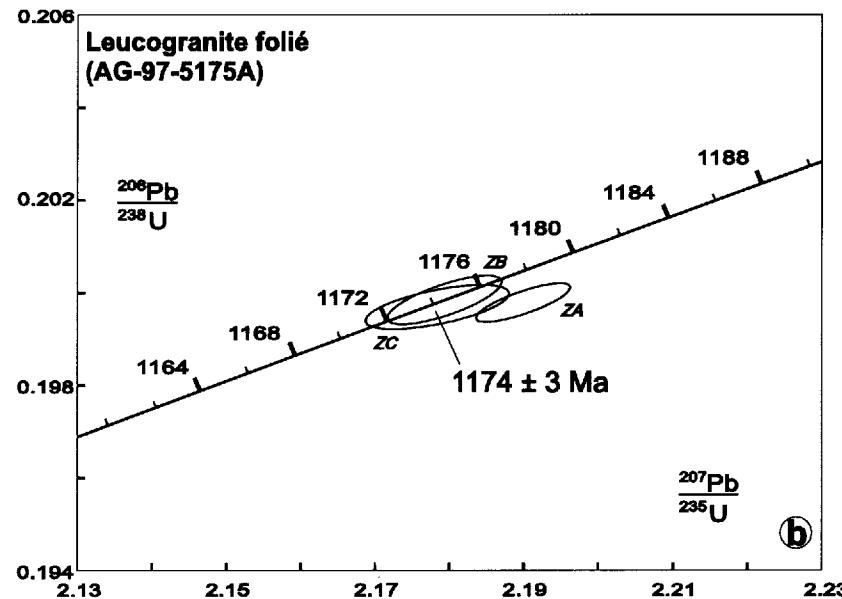
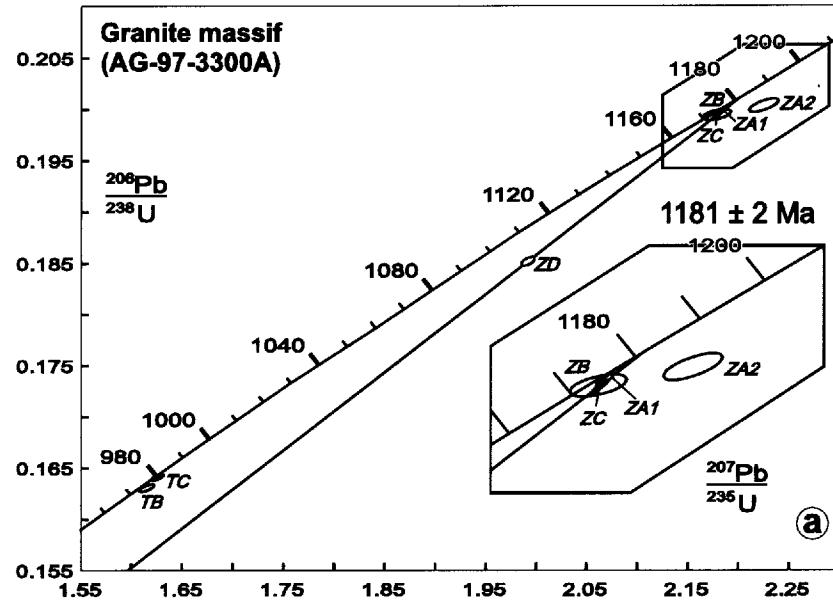


FIGURE 6 – Diagrammes Concordia des 4 échantillons de la région de Canatiche datés par le laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada (cf. tableau 1)

TABLEAU 1 – Résultats des datations U-Pb sur zircon et titanite (sphène) de roches granitiques de la région d'étude. Analyses réalisées par Natasha Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada.

Fraction ^a	Pds. ^b (μ g)	U (ppm)	Pb ^c (ppm)	Pb ^d (pg)	$^{206}\text{Pb}^{e}$ ^{204}Pb	$^{208}\text{Pb}^{f}$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}^{f}$ ^{238}U	$^{207}\text{Pb}^{f}$ ^{235}U	$^{207}\text{Pb}^{f}$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}^{f}/^{206}\text{Pb}^{g}$	Âge (Ma)
Site 1 - Granite massif - (AG-97-3300A)											
ZA1 ic, au, pc	19	108	22	4	5941	0.128	0.1998 \pm 0.09	2.182 \pm 0.11	0.07922 \pm 0.05		1178 \pm 2
ZA2 ic, au, pc	7	100	21	35	259	0.144	0.2004 \pm 0.17	2.225 \pm 0.33	0.08052 \pm 0.24		1210 \pm 10
ZB ic, au, pl	9	77	16	11	789	0.160	0.1995 \pm 0.14	2.178 \pm 0.33	0.07920 \pm 0.28		1177 \pm 11
ZC ic, xe, fr	25	171	35	7	7346	0.109	0.1994 \pm 0.08	2.179 \pm 0.10	0.07925 \pm 0.03		1178 \pm 1
ZD ic, xe, fr	92	157	30	19	8702	0.115	0.1852 \pm 0.09	1.992 \pm 0.10	0.07801 \pm 0.04		1147 \pm 1
TB jp, xe, fr	154	51	8	177	467	0.063	0.1630 \pm 0.11	1.615 \pm 0.23	0.07185 \pm 0.17		982 \pm 7
TC jf, xe, fr	326	78	13	259	1022	0.062	0.1641 \pm 0.10	1.626 \pm 0.18	0.07186 \pm 0.13		982 \pm 5
Site 2 - Leucogranite folié - (AG-97-5175A)											
ZA ic, au, pc	5	108	23	4	1641	---	0.1998 \pm 0.11	2.190 \pm 0.15	0.07950 \pm 0.09		1184.6 \pm 3.5
ZB ic, au, pl	6	62	14	3	1712	---	0.1998 \pm 0.13	2.179 \pm 0.18	0.07909 \pm 0.12		1174.4 \pm 4.7
ZC ic, sb, eq	5	79	17	6	893	---	0.1997 \pm 0.12	2.178 \pm 0.18	0.07912 \pm 0.18		1175.1 \pm 7.0
Site 3 - Granite folié - (AG-97-1431A)											
ZA ic, au, p	6	145	25	35	275	0.139	0.1638 \pm 0.19	1.633 \pm 0.59	0.07232 \pm 0.49		995 \pm 20
ZB ic, au, pc	6	95	20	3	2278	0.156	0.2021 \pm 0.11	2.288 \pm 0.13	0.08213 \pm 0.09		1249 \pm 3
TA bf, xe, fr	148	135	35	162	1304	0.729	0.1667 \pm 0.09	1.661 \pm 0.15	0.07229 \pm 0.10		994 \pm 4
TB b, xe, fr	117	115	30	106	1331	0.761	0.1672 \pm 0.09	1.668 \pm 0.15	0.07235 \pm 0.10		996 \pm 4
TC be, xe, fr	86	81	16	74	980	0.349	0.1641 \pm 0.09	1.623 \pm 0.19	0.07172 \pm 0.13		978 \pm 5
Site 4 - Mangérite massive - (AG-97-1236A)											
ZA ic, sb, eq	4	130	22	8	656	0.093	0.1655 \pm 0.13	1.652 \pm 0.25	0.07239 \pm 0.20		997 \pm 8
ZB ic, au, pl	4	68	11	10	308	0.113	0.1661 \pm 0.18	1.690 \pm 0.66	0.07379 \pm 0.58		1036 \pm 24
ZC ic, xe, fr	27	248	41	11	6321	0.083	0.1653 \pm 0.08	1.643 \pm 0.10	0.07211 \pm 0.04		989 \pm 2
ZD ic, xe, fr	14	443	74	4	14360	0.106	0.1652 \pm 0.08	1.643 \pm 0.10	0.07214 \pm 0.03		990 \pm 1
ZE bp, xe, fr	267	2138	428	43	135000	0.338	0.1649 \pm 0.15	1.640 \pm 0.16	0.07214 \pm 0.03		990 \pm 1
ZF bp, xe, fr	467	2405	462	85	134500	0.288	0.1639 \pm 0.43	1.631 \pm 0.43	0.07214 \pm 0.03		990 \pm 1
ZG bp, xe, fr	342	2537	482	134	65940	0.272	0.1641 \pm 0.23	1.631 \pm 0.24	0.07208 \pm 0.03		988 \pm 1

^a Minéral: Z = zircon; T = titanite (sphène). Couleur : ic = incolore; jp = jaune pâle; jf = jaune foncé; b = brun; bp = brun pâle; bf = brun foncé; be = beige. Forme : au = automorphe; sb = subautomorphe; xe = xénomorphe; eq = équidimensionnel; fr = fragment; p = prismatique; pc = prisme court; pl = prisme long.

^b L'erreur sur le poids de l'échantillon est de $\pm 1 \mu\text{g}$.

^c Pb radiogénique.

^d Pb commun total (traceur, contamination et minéral).

^e Corrigé pour la discrimination de masse et le traceur isotopique.

^f Corrigé pour la discrimination de masse, le traceur isotopique, le blanc analytique et le Pb commun initial (modèle à deux stades de Stacey et Kramers (1975)).

^g L'erreur sur l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est présentée à 2 sigma.

un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 982 Ma. Cet âge reflète soit un âge de refroidissement, soit une remise à zéro du système U-Pb ou encore une nouvelle croissance cristalline de sphène à la suite d'un événement thermique, magmatique ou métamorphique, tardigrenvillien enregistré par le granite.

L'échantillon de leucogranite folié (site 2; AG-97-5175A) est une roche porphyroïde, rose pâle et à grain fin qui constitue l'encaissant des indices minéralisés en Fe-Cu et Fe-Cu-ÉTR découverts par SOQUEM au nord du lac Manitou (cf. la partie «Géologie économique» du présent rapport). L'alignement des lamelles de biotite et des petits agrégats de sphène et de magnétite sont les principaux éléments de foliation de cette roche du Complexe de Canatiche. Trois fractions de zircons ont été analysées. La

première fraction, ZA (tableau 1 et figure 6b), donne un âge discordant de 1185 Ma interprété comme celui de zircons hérités. Les deux autres analyses de cristaux de zircon, ZB et ZC (figure 6b) livrent, quant à elles, des âges concordants et pratiquement identiques dont la moyenne pondérée de 1174 \pm 3 Ma est interprétée comme l'âge de mise en place du granite.

L'échantillon de granite folié (site 3; AG-97-1431A) correspond à un granite massif à faiblement folié, associé à une petite intrusion tardigrenvillienne ou post-tectonique, que nous considérons dans l'unité lithologique I2Da, à la limite centre-sud du feuillet 22 P/03. Il s'agit d'une roche gris rosé, à grain moyen à fin, très magnétique, à biotite et traces de hornblende. À l'affleurement, ce granite contient

quelques enclaves décimétriques à submétriques de roches gneissiques dont les contours varient de nets à diffus. Quelques zones décimétriques et très diffuses, plus riches en minéraux fémiques, témoignent d'une intense assimilation de matériel gneissique par le magma granitique. La zone échantillonnée est distante de plus de 1,5 m de toute évidence d'une composante gneissique assimilée ou non. Deux fractions de zircons et trois de sphène ont été récoltées et analysées dans cet échantillon (tableau 1). Des deux fractions de zircons, la fraction ZB livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordant de 1249 ± 3 Ma et l'autre (ZA), un âge moins discordant de 995 ± 20 Ma (figure 6c). Deux fractions de fragments de sphène brunâtre (TA et TB) ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants de 994 et de 996 Ma. La troisième fraction (TC), correspondant à des fragments incolores de sphène, recoupe la concordia à 978 ± 5 Ma. Des analyses supplémentaires sont actuellement en cours afin de permettre une meilleure interprétation des données géochronologiques de l'échantillon. Sur la base des résultats actuels, la coïncidence entre l'âge des fractions TA et TB des sphènes et celui de la fraction de zircons ZA, soit 995 Ma, est interprétée comme l'âge de cristallisation du granite. Dans ce contexte, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1249 ± 3 Ma de la fraction de zircons ZB correspondrait à celui de zircons hérités. L'âge de 978 ± 5 Ma de la fraction TC des sphènes représenterait un épisode de croissance cristalline distinct.

L'échantillon de mangérite massive (site 4; AG-97-1236A) appartient à une intrusion subcirculaire d'environ 3,5 km de diamètre, soulignée par une anomalie magnétique et située à la limite centre-sud du feillet 22 P/03. Elle définit l'unité lithologique I2O dont la pétrographie a été traitée dans le cadre de la « Description des unités lithologiques » du présent rapport. Le site de prélèvement est peu distant de celui du site 3. Sept fractions de zircons ont été extraites de l'échantillon de mangérite. Cinq de ces sept fractions (ZC, ZD, ZE, ZF et ZG; tableau 1 et figure 6d) livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pratiquement identiques répartis entre 988 et 990 Ma. La moyenne pondérée de ces cinq résultats correspond à un âge de 989 ± 1 Ma qui est interprété comme l'âge de cristallisation de la mangérite. Les âges discordants et supérieurs à 990 Ma des fractions ZA (997 Ma) et ZB (1036 Ma) montrent, quant à eux, la trace d'une mémoire isotopique héritée.

Apport des nouvelles données géochronologiques

Les nouvelles données géochronologiques permettent de cerner deux événements magmatiques et/ou métamorphiques.

Le premier événement correspond au magmatisme granitique du Canatiche dont les âges extrêmes se situent entre 1181 ± 2 Ma et 1174 ± 3 Ma. Ces âges ne sont pas sans rappeler les âges de 1168 ± 6 Ma et de 1148 ± 5 Ma, livrés par les roches granitiques felsiques du Manitou que nous avons considérées dans l'événement igné I₂ (Chev   et al., 1999; Gobeil et al., 1999). Qu'il s'agisse dans les deux cas

du même magmatisme ne peut être clairement tranché maintenant. Relevons, pour le moment, que les âges les plus anciens s'inscrivent dans le Complexe de Canatiche alors que les plus jeunes appartiennent aux intrusions situées, plus au sud (positions relatives actuelles), dans le Complexe de Manitou. Pour cela, et pour rendre plus claires les discussions subséquentes, nous référerons à l'activité magmatique granitique du Canatiche par I_{2A} et, à celle du Manitou, par I_{2B}.

Le second événement, déterminé g ochronologiquement par les nouvelles datations, est reconnu dans le magmatisme granitique du site 3 (daté à 995 ± 3 Ma) et dans le magmatisme mang ritique du site 4 (daté à 989 ± 1 Ma). Il s'agit d'un événement magmatique transalcalin   alcalin dont l'âge n'a pas été cerné antérieurement dans la région des lacs Manitou et Nipisso (Chev   et al., 1999; Gobeil et al., 1999). Toutefois, sa manifestation pourrait être plus régionale dans le segment oriental du Grenville. Il conforte, en effet, les données géochronologiques de Wasteneys et al. (1997) qui identifient un événement magmatique alcalin tardigrenvillien entre 991 et 983 Ma dans la partie orientale du *Terrane de Pinware*.

Les âges sur sphène des sites 1 et 3, définissent une fourchette d'âges entre 982 Ma et 978 Ma qui suit de près l'événement magmatique transalcalin   alcalin que nous venons de reconnaître. Ces âges sur sphènes pourraient donc être les témoins de la période de refroidissement de cet événement igné. Nous ne pouvons cependant pas écarter la possibilité qu'ils reflètent de nouvelles croissances de sphènes associées à un événement magmatique  p sodique couvrant un laps de temps plus étalé que celui que nous venons de postuler. En effet, une telle possibilité est suggérée par l'âge de 974 Ma livré par la composante felsique d'un dyke composite et non déformé de diabase et de granite situé à quelques kilomètres plus au sud (au nord-est du lac Manitou; Chev   et al., 1999; site 8 de la figure 10).

Dans un rapport antérieur (Chev   et al., 1999), nous avons considéré comme l'événement magmatique I₆, le magmatisme tardigrenvillien, postérieur aux grandes déformations enregistrées dans les régions de Manitou et de Nipisso. Les données d'alors circonscrivaient l'événement à 974 Ma, soit l'âge enregistré sur un des dykes composites. Afin de ne présumer d'une part, d'aucun lien entre le magmatisme alcalin de la période 995-989 Ma et le magmatisme des dykes composites et, d'autre part, de prendre en compte la période de temps d'environ 15 Ma qui les sépare, nous modifions sensiblement notre désignation des événements dans le présent rapport. Ainsi considérons-nous comme I_{6A} l'activité plutonique alcaline de la période 995-989 Ma et comme I_{6B}, l'activité intrusive postgrenvillienne dat e à 974 Ma et liée à la mise en place des dykes composites. Dans ce contexte, les âges sur sphène de la fourchette 982-978 Ma, quelle que soit l'interprétation que l'on en fait (refroidissement ou pulsations ignées) témoignent du maintien dans la région nord du lac Manitou (aux limites des feuillets 22 I/14 et 22 P/03) d'une température de confine-

ment ambiante de l'ordre de 550-600°C (température de fermeture estimée du système U-Pb dans le sphène).

Les terrains du projet Manitou dans le contexte de l'orogenèse grenvillienne

Les données géochronologiques acquises et présentées dans le cadre du présent rapport modifient peu la perception générale que nous avons de l'orogenèse grenvillienne dans la région du projet Manitou. Dans les lignes qui suivent, nous nous proposons de les intégrer avec les données lithologiques, tectoniques et métamorphiques des feuillets 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04 pour actualiser et élargir la portée des éléments de géologie historique que nous avons développés dans la région de Nipisso-Manitou (Chevè *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999). Selon la terminologie utilisée dans le traitement de la géologie historique de cette région, les nouvelles données géochronologiques affectent la *période Manitou* et la *période post-Bigot*.

Six événements magmatiques (I_1 à I_6), cinq événements métamorphiques (M_1 à M_5) et six événements déformationnels (D_1 à D_6) constituent les éléments de base du schéma de géologie historique que nous avons proposé dans nos rapports antérieurs (figure 13 de Chevè *et al.*, 1999; figure 14 de Gobeil *et al.*, 1999). Ces événements sont regroupés en cinq périodes majeures que nous avons placées dans le contexte géologique du segment oriental de la Province de Grenville. Il s'agit des périodes *Matamec*, *Manitou*, *Havre-Saint-Pierre*, *Bigot* et *post-Bigot*.

La *période Matamec* définit la mise en place, la déformation polyphasée et le métamorphisme granulitique des composantes gabbronoritiques et felsiques du Complexe de Matamec. La période reconnue dans la région de Nipisso-Manitou (Chevè *et al.*, 1999) s'étale de ~1377 Ma à 1351 Ma. Dans le contexte de l'orogenèse grenvillienne, cette période s'inscrit dans l'intervalle d'extension crustale et de magmatisme anorogénique de l'Elsonien qui s'étend environ de 1460 à 1230 Ma (Gower *et al.*, 1995; Gower, 1996). À la lumière des compilations de Rivers (1995, 1997) et de Gower (1996) nous sommes en présence d'une période de magmatisme AMCG (Anorthosite-Mangérite-Charnockite-Granite) qui ne trouve pas d'autres expressions dans la partie orientale du Grenville. Dans ce contexte, la signature et l'histoire tectonique particulière que nous reconnaissions au Complexe de Matamec, ses bordures faillées et ses signatures magnétiques et gravimétriques en font un véritable terrane, le *Terrane de Matamec*, dont l'origine est à rechercher bien au SE de sa position actuelle.

La *période Manitou* peut être définie comme la période de déposition et de structuration des protolithes qui ont donné naissance aux unités lithologiques que nous avons regroupées dans le Complexe de Manitou. L'environnement et l'étalement de la période de déposition des roches supracrustales antérieurement à 1166 Ma sont inconnus. À la lumière du modèle d'évolution de Gower (1996), ces

roches pourraient être associées à la genèse et à l'évolution de petits bassins océaniques ou d'arrière-arc sur la bordure SE du continent Laurentia, avant l'orogenèse elzevirienne (1230-1180 Ma). Dans ce contexte interprétatif, leur déformation (D_1) et leur métamorphisme (M_2) s'inscriraient dans la période de fermeture et de serrage de ces bassins sur la marge du continent Laurentia, c'est-à-dire l'orogenèse elzevirienne. L'initiation bien au sud du Grenville actuel, d'une subduction vers le nord comme le propose Gower (1996), serait alors susceptible de créer un régime de distension en position d'arrière-arc et ainsi d'expliquer le magmatisme felsique I_2 que nous avons reconnu dans la région de Nipisso-Manitou. Les âges enregistrés dans les matériaux granitiques du Canatiche, l'activité I_{2A} de 1181-1174 Ma, témoigneraient des premières manifestations actuellement connues. L'activité I_{2B} , de 1168-1148 Ma, définie par les roches granitiques felsiques du Manitou situées plus au sud, traduirait les effets de manifestations plus jeunes. Une migration vers le sud (position géographique actuelle) des centres magmatiques est ainsi anticipée vers la fin de la période Manitou. En régime de distension, ce transfert de l'activité igné pourrait correspondre à des modifications rhéologiques profondes et au développement d'une nouvelle zone de faiblesse crustale.

La période Havre-Saint-Pierre est la période qui a oblitéré les principales caractéristiques géologiques préexistantes et imprimé, dans une large mesure, la région de Nipisso-Manitou du motif structural que nous lui connaissons actuellement. C'est la période où, dans un ordre plus ou moins chronologique, nous reconnaissions :

1 - l'initiation et le développement de la déformation D_2 qui accompagne les premières étapes du chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou et de ce dernier sur le Complexe de Canatiche et le Gabbro de Baune;

2 - le magmatisme anorthositique I_3 et le métamorphisme M_3 associé;

3 - la finalisation du chevauchement de la Nappe de Matamec et du transport tectonique du Complexe de Manitou sur le Canatiche et le Baune;

4 - la déformation D_3 : dans la région du lac Manitou, elle marque le serrage ultime et l'accommodation des unités du Manitou entre les noyaux anorthositiques rigides et la *Nappe de Matamec*; dans la région du lac Magpie, elle se traduit par des contraintes est-ouest qui font chevaucher le Complexe de Poisset et la Suite anorthositique de Fournier sur le Gabbro de Baune et le Complexe de Magpie;

5 - le métamorphisme rétrograde M_4 dans le couloir tectonique du ruisseau Plat.

L'ensemble de ces événements est fixé dans le temps par le magmatisme I_3 , daté à 1062 Ma, soit la seule information géochronologique directe actuellement disponible pour le magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (van Breemen et Higgins, 1993). L'initiation de la déformation D_2 précède probablement cette date de quelques millions, ou dizaines de millions, d'années. Par con-

tre, la fin de D_3 est postérieure à 1052 Ma, soit l'âge postulé par van Breemen et Higgins (1993) pour le développement, à l'état solide, de la foliation du lobe SW de l'Anorthosite de Havre-Saint-Pierre. Cette séquence d'événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques, marque l'empreinte du début de l'orogenèse grenvillienne (ottawaïenne) sur la région. Cette orogenèse reconnue sur l'ensemble de la Province de Grenville est définie approximativement entre ~1100-1000 Ma (Rivers, 1995 et 1997) ou ~1080-970 Ma (Gower *et al.*, 1995; Gower, 1996). Elle est interprétée comme la collision continent-continent (Laurentia – proto-Amérique du Sud) qui serre, transporte et scelle sur le continent Laurentia les morphostructures des événements accrétionnaires antérieurs. Une fabrique linéaire NW matérialise, dans les terrains affectés, le transport tectonique qui l'accompagne. Dans le cadre géologique régional qui nous intéresse plus particulièrement, c'est à l'amorce de cette période que le *Terrane de Matamec* est incorporé dans la dynamique grenvillienne.

La déformation fragile-ductile D_4 est perçue, à la fin de la période de Havre-Saint-Pierre, comme précurseur des déformations fragiles D_5 et D_6 . Elle se développerait dans un contexte de remontée isostatique et/ou d'exhumation qui amènerait les conditions de déformation du domaine ductile au domaine fragile.

La période de *Bigot* est la période à laquelle nous associons les magmatismes I_4 du dyke de Nipisso et I_5 du Granite de Bigot, ainsi que la déformation fragile D_5 . En l'absence d'âge pour I_4 , l'âge livré par le Granite de Bigot et ses limites, soit 1042-1023 Ma, nous apparaissent comme un intervalle adéquat pour préciser une période d'activité magmatique postcinématique ou anorogénique. Il semble donc que, dans la région de Nipisso-Manitou, les grandes déformations chevauchantes de l'orogenèse grenvillienne aient été bloquées vers 1042 Ma, soit quelque 40 à 70 Ma avant la fin anticipée de cette orogenèse dans la partie orientale du Grenville. Quoique les limites de la période orogénique grenvillienne ne soient pas encore bien cernées, ces constatations suggèrent un asynchronisme de la tectogenèse le long de l'orogène.

La période post-*Bigot* est marquée par la déformation D_6 qui complète la fracturation de la région de Nipisso-Manitou. L'événement igné I_6 caractérise cette période. Dans nos rapports antérieurs (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999), l'unique connaissance de l'âge d'un dyke composite de granite-diabase à 974 Ma restreignait notre vision de cette période à un magmatisme post-cinématique de faible portée régionale qui, jusqu'aux environs de 900 Ma (Gower *et al.*, 1995), enregistrait les derniers soubresauts thermiques et tectoniques de la croûte. Les nouvelles données géochronologiques invitent à une activité géologique plus diversifiée en reconnaissant une activité plutonique alcaline I_{6A} vers 995-989 Ma et une activité intrusive I_{6B} vers 974 Ma, caractérisée par l'injection de dykes composites mafiques-felsiques. Un environnement métamorphique au faciès des amphibolites semble avoir été maintenu,

au moins dans la partie nord lac Manitou, aux limites des feuillets 22 I/14 et 22 P/03, pendant toute cette période de l'activité magmatique I_6 . C'est vers la fin de cette période que semblent s'être mises en place, partiellement ou totalement, les minéralisations de Fe-Cu ± ETR (Clark, en préparation) et les minéralisations polymétalliques et tectono-métamorphiques de cette région (Chevé *et al.*, 1999). Le métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts (M_3) qui impose des ajustements minéralogiques à l'ensemble des roches de la région, y compris les dykes composites « tardifs », semble ainsi avoir fixé son emprise postérieurement à 975 Ma.

La percée à l'emporte-pièce de la brèche de diatème de Marsal au travers du Gabbro de Baune et du gabbronorite du Complexe de Poisset constitue le dernier événement intrusif reconnu dans le cadre des travaux de cartographie du projet Manitou. Son âge est incertain. Toutefois, l'association, dans le temps et dans la genèse, que nous faisons entre cette brèche de diatème et le remplissage calcaire et fossilière de cataclasites sur les rives du lac Magpie, lui confère un âge Paléozoïque. Depuis cet événement les conditions du métamorphisme régional n'ont jamais excédé celles du faciès à prehnite et pumpellyite.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons un sommaire des caractéristiques des minéralisations les plus importantes situées dans la région (figure 7 et tableau 2, en annexe). Le lecteur peut obtenir des descriptions plus complètes des minéralisations dans Clark (en préparation). La typologie utilisée (présentée dans Gobeil *et al.*, 2000) est celle développée pour l'ensemble des indices et des sites minéralisés¹ répertoriés lors du projet de cartographie Manitou (travaux de 1996, 1997 et 1998 couvrant les feuillets SNRC 22 I/11, 22 I/12, 22 I/13, 22 I/14, 22 P/02, 22 P/03 et 22 P/04).

Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les intrusions mafiques-ultramafiques (type 1)

Les intrusions mafiques et ultramafiques contiennent localement des sulfures cupro-nickélières disséminés. Au site *Chantal* (affleurement 97-3160; type 1a; 22 P/02), situé dans le lobe nord de la Suite anorthositique de Havre-

¹ Un « indice » est une minéralisation pour laquelle l'analyse a donné au moins une valeur au-dessus d'un seuil prédefini. Pour les éléments suivants, ces seuils sont : 0,1 % Cu; 0,25 % Ni; 0,5 % Co; 0,3 % Zn; 30 % Fe; 10 % Ti; 0,5 ppm ÉGP; 0,5 ppm Au; 5 ppm Ag; 0,2 % TR₂O₃ (terres rares); 0,05 % U₃O₈; 0,1 % Y₂O₃; 0,5 % ZrO₂. Une minéralisation n'ayant pas de telle valeur est un « site minéralisé ». Une fiche de gîte existe pour chaque « indice » dans les feuillets 22P/02, 22P/03 et 22P/04.

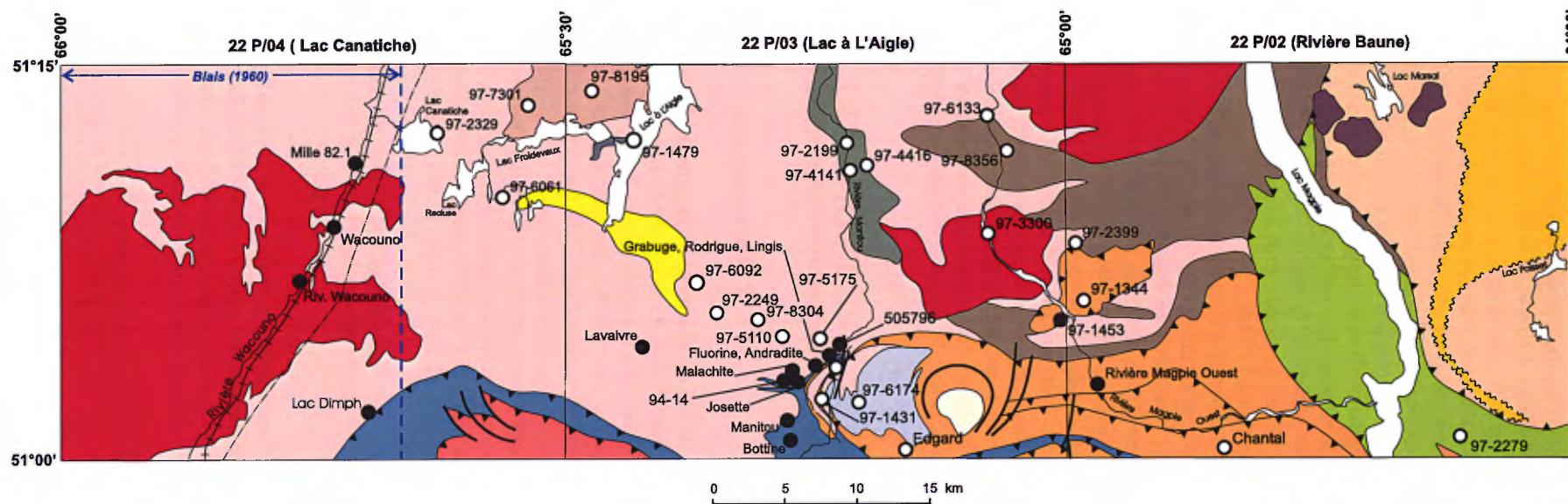


FIGURE 7 – Localisation des principaux indices et sites minéralisés de la région de la rivière Baune (22 P/02) et des lacs à l'Aigle (22 P/03) et Canatiche (22 P/04). Voir texte et tableau 2 pour les descriptions des minéralisations. Fond géologique simplifié tiré des cartes accompagnant le présent rapport.

Saint-Pierre (AHSP), une orthopyroxénite (I4E) à plagioclase interstitiel contient jusqu'à 4 % de pyrrhotite et des traces de chalcopyrite. L'orthopyroxénite est intrusive dans le leucogabbro grenatifère de l'unité *mPhsp3a*. Au site *Edgard* (97-5231 à 97-5236; type 1d; 22 P/03), une petite intrusion composée de pyroxénite (I4B), de pyroxénite à plagioclase, de gabbro et de norite (unité *mPhsp3d*) s'est mise en place dans l'unité *mPhsp3a*. Les pyroxénites (orthopyroxénite, un peu de webstérite, partiellement altérées) contiennent de 1 à 5 % de pyrrhotite, de chalcopyrite, de pentlandite et de pyrite disséminées, et un peu d'ilménite et de magnétite. Les teneurs en métaux usuels et précieux sont faibles.

À environ 50 m au SE de l'indice *Lavaivre*, un pointement de métagabbro folié à amphibole-biotite (M16) contient 1-3 % de pyrite et de chalcopyrite disséminées, ainsi que 5-10 % de magnétite (type 1d). Une analyse a donné 274 ppm Zn, 164 ppm Cu et 57 ppm Ni (pour 0,17 % S).

Fe-Ti ± P ± V ± Zn dans les intrusions mafiques (type 2)

Les métagabbros à ilménite de l'AHSP contiennent localement des concentrations importantes d'apatite. Un horizon de gabbro (I3A) de 30 m de largeur à l'affleurement 97-1344 (type 2a; 22 P/02) contient jusqu'à 8 % d'apatite et 10 % d'ilménite. Un échantillon choisi a retourné 2,67 % P₂O₅, 5,75 % TiO₂ et 24,8 % Fe₂O₃t.

Le métagabbro de *Baune* et les gabbros gneissiques du Canatiche sont localement enrichis en oxydes titanifères. Le métagabbro de *Baune* contient 5,37 % TiO₂ et des valeurs anomalies en V et en Zn à l'affleurement 97-8356 (type 2c; 22 P/03). Un métagabbro à apatite [I3A(M16)] dans le Complexe de Canatiche a donné jusqu'à 2,99 % TiO₂ et 1,79 % P₂O₅ (affleurements 97-2199, 97-4141, 97-4416; tous de type 2c; 22 P/03).

Les minéralisations d'ilménite-apatite dans les intrusions mafiques sont stratiformes et probablement reliées à la différenciation des magmas mafiques.

Fe ± Ti ± P ± Cu ± ÉTR ± F ± Mo ± Au ± Ag d'origine hydrothermale probable (type 3)

En 1993-1994, plusieurs zones minéralisées en Fe-Cu ± ÉTR ont été découvertes au nord du lac *Manitou* (22 P/03) par la compagnie SOQUEM. Les indices appartiennent à trois bandes ferrifères, concordantes aux structures régionales et interprétées comme des « formations de fer » hydrothermales (Perry, 1995a; Perry et Roy, 1997). Les levés géophysiques ont permis de suivre les horizons ferrifères sur une distance de 10 km. Les indices les plus importants sont *Josette*, *Fluorine*, *Malachite*, *Andradite* et *Grabuge*. Les indices *Lingis* et *Rodrigue* ne sont pas décrits ici; toutefois, leurs caractéristiques principales sont mentionnées dans le tableau 2 en annexe.

Les indices se situent à la bordure sud du Complexe de Canatiche, qui est composé principalement de roches granitiques à biotite, foliées ou massives. Les zones minéralisées se retrouvent dans un leucogranite (I1B,lx) porphyroïde, rose pâle, folié et à grain fin (1174 ± 3 Ma, U/Pb sur zircons; ce rapport). Le leucogranite forme une bande d'au moins 3,5 km de largeur et d'extension latérale inconnue. Il devient très déformé, voire mylonitique, près des indices. Par endroits, il est injecté de veines isolées d'épaisseur centimétrique de magnétite massive, dont quelques-unes sont boudinées.

L'indice *Malachite* (affleurement 96-5177; type 3c) est caractérisé par un fort enrichissement en magnétite, accompagné sporadiquement de sulfures et de minéraux radioactifs. Les concentrations principales de magnétite se présentent sous la forme de veines d'épaisseur millimétrique à métrique. Elles sont bifurquées et anastomosées, et majoritairement parallèles ou subparallèles à la foliation. Les veines sont composées de magnétite fortement disséminée à massive (50-95 %), accompagnée localement de sulfures et d'allanite. Leur mise en place semble synchrone à tardive par rapport à la foliation. Une quantité mineure de magnétite est disséminée dans les épontes des veines ou dans les brèches qui caractérisent cet indice. Les brèches sont composées de fragments anguleux de leucogranite baignant soit dans une matrice de leucogranite à magnétite disséminée ou dans une veine d'épaisseur plurimétrique de magnétite massive (annexe 1, photo 9). Un échantillon choisi, analysé par la SOQUEM, a donné 3,07 % Cu (Perry, 1995a), mais cet indice est pauvre en cuivre comparé à l'indice *Josette* (voir ci-dessous). Les forages ont donné les résultats suivants : 0,26 % Cu sur 63 m, incluant 0,81 % Cu sur 3,6 m, et 0,24 % Cu sur 19 m, incluant 1,09 % Cu sur 1,3 m (Perry, 1995a). Cet indice est pauvre en ÉTR, bien qu'un échantillon choisi analysé par le MRN ait donné 409 ppm La+Ce+Sm, ainsi que 105 ppm Y, 650 ppm Th et 0,23 % Cu. D'autres résultats sont donnés dans le tableau 2.

L'indice *Josette* (affleurement 96-5179; type 3a) est formé principalement de magnétite massive et rubanée, riche en fluorine et en sulfures (annexe 1, photo 10). Le rubanement est défini par une alternance de bandes riches ou pauvres en magnétite, discontinues et d'épaisseur variable (1-10 cm). Les rubans riches en magnétite (~50-95 %) sont finement laminés et composés de magnétite à grain fin et de quantités variables d'apatite, de fluorine, d'allanite, de titanite, de biotite et possiblement de quartz. Les rubans relativement pauvres en magnétite sont composés, en proportions variables, de fluorine, d'apatite, de biotite, de titanite, d'allanite, de sulfures (qui confèrent un aspect rouille à ces rubans), de grenat et de magnétite. L'affleurement contient aussi de nombreuses petites veines et lentilles non déformées, composées principalement de fluorine, de quartz, de magnétite et de sulfures. Une zone fortement radioactive, d'environ 4 m d'épaisseur, contient de 25 à 50 % de sulfures disséminés. Les sulfures observés sont la chalcopyrite, la pyrite et la pyrrhotite et, locale-

ment, un peu de molybdénite et de sphalérite. Ils se présentent également en « stringers » et en veinules. Les textures révèlent que les sulfures sont tardifs par rapport à la formation d'une grande partie de la magnétite. Cinq rainures effectuées par la SOQUEM ont donné, en moyenne, 1,83 % Cu, 0,96 % Ce + La + Sm, 654 ppm Th et 435 ppm U sur une longueur de 9,4 m (Perry, 1995a). Six échantillons choisis analysés par le MRN ont donné des teneurs *maximales* de 2,81 % Cu, 1,71 % ÉTR, 0,64 % Y₂O₃, 13 ppm Ag, 1800 ppm W, 900 ppm Th et 440 ppm U. Les teneurs maximales pour le TiO₂ et le P₂O₅ sont de 1,37 % (pour 71,1 % Fe₂O₃t) et de 4,80 %, respectivement.

L'indice *Fluorine* (affleurement 96-5178; type 3a) est logé dans un leucogranite à porphyroclastes de quartz, folié et laminé, et traversé localement par des veines plissées de magnétite massive. La zone minéralisée, rubanée, laminée et fortement altérée (annexe 1, photo 11), est composée principalement (abondances maximales entre parenthèses) de fluorine (75 %), d'apatite (40 %), de magnétite (20 %), de quartz (35 %), de sulfures (25 %), d'allanite (10 %) et de biotite, avec un peu de titanite (5 %), d'épidote, d'hématite et de minéraux radioactifs non identifiés. Les sulfures comprennent la pyrite, la chalcopyrite, la pyrrhotite et la molybdénite. L'échantillonnage en rainure par la SOQUEM a donné 0,69 % Cu sur 3,0 m (Perry, 1994). Les valeurs en terres rares atteignent 1,84 % La + Ce + Sm (éch. 394335). Quatre échantillons choisis, bien minéralisés, analysés par le MRN, ont donné des teneurs *maximales* de 0,82 % Cu, 1,95 % ÉTR totaux, 0,52 % Y₂O₃, 5 ppm Ag, 540 ppm Th et des teneurs anomalies en W et U. La teneur maximale en P₂O₅ est de 16,4 %, dans une roche fortement altérée et riche en apatite, magnétite, allanite et pyrite. La teneur maximale en TiO₂ est de 0,32 %, dans un leucogranite à fluorine-magnétite-allanite donnant 10,6 % Fe₂O₃t.

L'indice *Grabuge* (affleurement 97-5185; type 3a) est constitué d'un stockwerk de veines de magnétite massive recoupant un leucogranite. La plupart des veines sont composées de l'assemblage magnétite + quartz + hornblende ± clinopyroxène ± titanite ± apatite ± allanite ± sulfures. La quantité de sulfures (chalcopyrite, pyrite) dans les veines de magnétite peut atteindre 10 % sur quelques centimètres. Toutefois, la plupart des veines sont stériles. La majorité des sulfures (chalcopyrite et pyrite) sont logés dans des veinules, des veines ou des amas de quartz qui recoupent le leucogranite et les veines de magnétite. Perry (1995a) rapporte pour la SOQUEM des valeurs maximales obtenues à partir d'échantillons choisis de 15,6 % Cu, 1,6 g/t Au, 28,7 g/t Ag et 741 ppm Zn. Un des forages de la SOQUEM a donné 0,18 % Cu sur 1,6 m et des valeurs ponctuelles de 310 ppm La et de 600 ppm Ce. Des échantillons choisis prélevés par le MRN ont donné des valeurs maximales de 6,72 % Cu et 879 ppm Zr.

L'indice *Lavaivre* (affleurement 98-5138; type 3b) est constitué de magnétite et d'un peu de sulfures, logés principalement dans une bande riche en amphibole (hornblende

vert bleuté actinolitisée) et apatite (3 %); cette bande [M15(AM,MG,AP,SF)] est faiblement foliée et fait environ un mètre d'épaisseur. La magnétite, à grain fin, est concentrée dans des lamination et des rubans submillimétriques à centimétriques. Certaines lamination contiennent jusqu'à 25 % de sulfures, principalement de la pyrite. La roche, riche en amphibole, est en contact net avec un niveau métrique de roche quartzofeldspathique rubanée, à grain fin, contenant de la magnétite disséminée. Elle pourrait être d'origine métasomatique et formée lors de l'altération reliée à la mise en place de la magnétite. Un échantillon choisi prélevé par la SOQUEM a donné 1,51 % Cu (Perry, 1995b), tandis que des échantillons analysés par le MRN n'ont donné que des valeurs anomalies en Cu et en Zn.

Pour l'ensemble des indices ferrifères d'origine hydrothermale probable (type 3), nous pensons que la mise en place de la minéralisation était épisodique et synchrone à tardive par rapport à la déformation cisaillante et plicative locale. La formation des brèches minéralisées est peut-être le résultat de la surpression des fluides hydrothermaux minéralisateurs et de la fracturation conséquente du leucogranite. Les sulfures ont pour la plupart été déposés tardivement, après la formation de la plus grande partie de la magnétite. L'ensemble des caractéristiques des minéralisations suggèrent qu'elles sont de type Olympic Dam-Kiruna, une conclusion à laquelle étaient arrivés Perry (1994), Perry (1995a), Perry et Raymond (1996) et Perry et Roy (1997).

Cu ± Zn ± Pb ± Ag dans le paragneiss quartzofeldspathique (type 4)

Les meilleurs exemples de ce type de minéralisation sont les indices Manitou et Bottine (22 P/03). Notons également que plusieurs affleurements de divers lithofaciès à l'intérieur d'un rayon d'un kilomètre autour de l'indice Manitou ont donné des valeurs anomalies en Cu (jusqu'à 0,7 %), en Mo (jusqu'à 333 ppm) ou en U (jusqu'à 66 ppm) (Perry, 1995a).

L'indice de Cu-Zn-Pb-Ag de *Manitou* (affleurement 97-5088; type 4) se situe à environ 100 m au sud d'une unité importante de leucogranite à grain fin à moyen appartenant au Complexe de Canatiche. Perry et Raymond (1996) de la SOQUEM rapportent que la zone minéralisée est d'au moins 350 m de longueur, bien que ses limites soient mal définies. Il s'agit d'un indice de cuivre, avec des teneurs localement importantes en zinc et en argent et des teneurs anomalies en plomb, en molybdène et en or. L'indice Manitou est logé dans une séquence de gneiss (M5, M4), majoritairement des paragneiss, appartenant au Complexe de Manitou. Le gneiss quartzofeldspathique (M5), contenant de la biotite (5-15 %), de la magnétite et localement du grenat, est le lithofaciès le plus commun. À l'indice, les gneiss préservent des évidences d'une déformation très forte, voire mylonitique. Les gneiss quartzofeldspathiques

contiennent des niveaux riches (10-50 %) en minéraux calcosilicatés (M14), tels que l'épidote, la hornblende, la titanite et l'allanite; localement, ils renferment aussi du diopside, du grenat, de la magnétite et des sulfures. Certains enrichissements calcosilicatés sont d'origine tectono-métamorphique. Dans le gneiss quartzofeldspathique, les sulfures sont disséminés ou bien concentrés avec de la magnétite dans des lames ou des amas millimétriques à centimétriques de quartz-feldspath \pm muscovite, ou encore disséminés ou en amas irréguliers dans des veines, des veinules et des amas de quartz. Les sulfures sont également disséminés dans le gneiss calcosilicaté. Nous avons observé de la chalcopyrite, de la pyrrhotite, de la pyrite, de la bornite, de la covellite (remplaçant la bornite), de la sphalerite, de la galène et de la molybdénite (rare). Dans la partie nord de l'indice (zone Amont), une zonation des sulfures (pyrite, chalcopyrite, bornite) est discordante à la foliation tectonique et est donc probablement plus jeune que celle-ci. Dans la partie sud de l'indice (zone Prolongement), les gneiss contiennent jusqu'à 10 % de sulfures disséminés (sphalerite, chalcopyrite, pyrite, galène) et sont traversés par des veinules de quartz-chalcopyrite. Des variations dans l'abondance des sulfures et de la biotite dans cette zone produisent un rubanement rouillé à l'échelle décimétrique à métrique. Des rainures effectuées par la SOQUEM à des endroits différents dans la partie nord de l'indice ont donné, à titre d'exemple, 1,98 % Cu sur 1,7 m (ouvert à une extrémité; zone Amont) et 1,10 % Cu sur 3,4 m (tranchée CP-95-17) (Perry, 1994; Perry et Roy, 1997). Un échantillon prélevé par le MRN dans la zone à bornite-chalcopyrite (zone Amont) a donné 3,86 % Cu, 13 ppm Ag et 300 ppb Au. La partie sud de l'indice (zone Prolongement) se distingue par des teneurs élevées en zinc et en cuivre. Une rainure effectuée par la SOQUEM dans cette zone a donné 1,33 % Cu sur 4,1 m, tandis que des échantillons choisis prélevés par le MRN ont donné jusqu'à 6,26 % Zn, 2,80 % Cu et 6 ppm Ag. Les échantillons choisis ont également donné des teneurs maximales de 0,32 % Pb et 67 ppb Au.

L'indice de Cu-Ag de *Bottine* (affleurement 97-5099; type 4) se situe dans la même séquence de gneiss quartzofeldspathique à biotite (M5, M4) que l'indice Manitou, à environ un kilomètre au sud de celui-ci. Les travaux montrent qu'il s'agit d'un paragneiss généralement pauvre en biotite, avec localement des veines de quartz dans le plan de la foliation. La minéralisation est constituée de chalcopyrite, de bornite et de malachite logées dans des niveaux quartzofeldspathiques centimétriques et dans des veines de quartz (Perry, 1995a). Un échantillon choisi bien minéralisé a donné 4,21 % Cu, 24,5 ppm Ag, 63 ppb Au et 168 ppm Mo; un autre échantillon choisi a donné 315 ppb Au (Perry, 1995a).

Perry et Roy (1997) ont suggéré que les indices Manitou et Bottine représentent une minéralisation de type SEDEX. Alternativement, ils pourraient être des exemples du type Cu stratiforme en milieu sédimentaire. Nos observations

suggèrent, toutefois, que la distribution minéralogique a été localement affectée par la déformation et le métamorphisme.

Cu \pm Ni \pm Zn \pm Pb \pm Au \pm Ag tectono-métamorphique (type 6)

L'indice de Zn-Cu-Pb-Ag de la rivière *Magpie Ouest* (affleurement 97-1454; type 6), découvert par le MRN, se situe dans le lobe nord de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Clark et Gobeil, 1998). À l'indice, on observe une alternance de niveaux de gneiss anorthositique et de roche mafique à ultramafique d'épaisseur décimétrique à plurimétrique. L'indice est logé dans un niveau de roche mafique [M16(I3A)], de quatre mètres d'épaisseur, à texture granoblastique, massive et à grain fin à moyen. Cette roche est composée principalement de hornblende, de grenat et, localement, de plagioclase, et de faibles quantités d'ilménite, de titanite et d'apatite. Le degré métamorphique correspond au faciès des amphibolites.

La minéralisation, épigénétique, s'est mise en place dans un cisaillement concordant, de 0,5-1,5 m d'épaisseur, qui affecte le niveau mafique. Fortement rétromorphisée, la roche cisaillée est constituée d'actinote, de clinzoïsite, de gahnite (5-50 %), de titanite, de magnétite, d'ilménite, de chlorite, de biotite et de sulfures. Les sulfures, très abondants (~35-50 %) sur une épaisseur d'environ 35 cm et disséminés dans le reste du cisaillement, comprennent la pyrrhotite, la sphalerite, la chalcopyrite, la pyrite, la galène et la covellite. Localement, nous observons des veines centimétriques formées de pyrite, de chalcopyrite et de gangue. Les valeurs maximales de sept échantillons choisis par le MRN sont de 7,26 % Zn, de 1,30 % Cu, de 4,93 % Pb et de 43,1 ppm Ag (Clark et Gobeil, 1998). Il faut souligner qu'environ la moitié du zinc est contenue dans la gahnite, le reste étant dans la sphalerite.

Le cisaillement qui contrôle la minéralisation pourrait être associé aux failles inverses régionales qui découpent la zone de bordure nord de l'AHSP dans ce secteur. Ces failles ont pu servir de conduits pour les fluides minéralisateurs.

ÉTR \pm Y \pm Zr dans les intrusions felsiques diverses (type 7c)

Plusieurs affleurements de granite appartenant au Complexe de Canatiche sont anormaux en ÉTR, en Zr, en Y, en Nb et en Th (par exemple l'affleurement 97-1431; type 7c). Ce sont des granites à biotite ou à biotite-hornblende, à grain moyen à grossier, souvent porphyriques, et foliés à un degré variable. Les granites anormaux contiennent typiquement 400-1500 ppm ÉTR, 800-1500 ppm Zr et 95-160 ppm Y. La présence d'allanite et de zircon disséminés explique les valeurs anormales en ÉTR et en Zr. Les teneurs généralement élevées en ÉTR, Zr, Nb, Th, etc. suggèrent que les magmas granitiques représentent une source possi-

ble pour les concentrations de ces métaux dans les indices de Fe-Cu-ÉTR-Y de la région (voir description du type 3).

Fe dans la formation de fer (type 8)

Une unité de formation de fer a été découverte sur la rive ouest du lac à l'Aigle dans le feuillet 33P/03 (affleurement 97-1479; type 8). La formation de fer, d'une épaisseur d'au moins quatre mètres, consiste en rubans centimétriques constitués des faciès oxydé (magnétite) et silicaté (trémolite, diopside, olivine, scapolite, apatite) (photo 12). Un échantillon choisi a donné 20,4 % Fe_2O_3 , 9,35 % FeO , 0,13 % TiO_2 et 0,67 % P_2O_5 .

CONCLUSION

Nous avons fait état, dans le présent rapport, des travaux de cartographie au 1:50 000 et des travaux de métallogénie effectués par le MRN au cours de l'été 1997 sur la totalité des feuillets SNRC 22 P/02 (Rivière Baune) et 22 P/03 (Lac à l'Aigle) et sur le tiers est du feuillet 22 P/04 (Lac Canatiche).

Les roches de la région sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la *Ceinture allochthone polycyclique* de la Province géologique de Grenville. L'intégration des levés géologiques des étés 1996, 1997 et 1998 aux levés préexistants (Jenkins, 1957; Hogan, 1971; Blais, 1960) et aux données aéromagnétiques ont permis de reconnaître plus d'une douzaine de lithodèmes sur les terrains du projet Manitou. En considérant les lithologies dominantes qui les caractérisent, ces lithodèmes définissent régionalement cinq familles distinctes, représentées par : 1) les ensembles ignés du « substratum »; 2) les ensembles gneissiques; 3) les ensembles gabbronoritiques granulitiques; 4) les ensembles anorthositiques; et, 5) les ensembles intrusifs tardifs. Des contacts tectoniques cisaillants et/ou chevauchants caractérisent la plupart des limites entre ces ensembles, à l'exception de ceux des intrusions tardives.

La moitié des lithodèmes qui caractérisent les cinq familles lithologiques énumérées ci-dessus a été définie à partir des travaux de terrain effectués dans la région de la rivière Baune et des lacs à l'Aigle et Canatiche, soit : le Gabbro de Baune, les complexes de Canatiche, de Magpie et de Poisset, la Suite anorthositique de Fournier et la Brèche de Marsal. Les prolongements septentrionaux de trois autres lithodèmes ont également été identifiés au cours de ces travaux : le Complexe de Manitou, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et l'Anorthosite de Tortue.

Les assises de la plus grande partie du levé géologique traité dans le présent rapport sont caractérisées par le Complexe de Canatiche, un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques, et par le Gabbro de Baune. Les relations

d'âge entre ces deux lithodèmes demeurent incertaines. Tous deux apparaissent cependant comme les éléments d'un « substratum » sur lequel ont chevauché, du SSE vers le NNW, le Complexe de Manitou et les leucogabbros grenatifères et gneissiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. C'est également contre ce « substratum » que le Complexe de Magpie et le Complexe de Poisset, ce dernier accompagné probablement de la Suite anorthositique de Fournier qui lui est contemporaine, ont été serrés dans un mouvement compressif dirigé de l'ESE vers l'WNW. Les cisaillements tardifs qui, à la limite sud des feuillets 22 P/03 et 22 P/04, affectent et débloquent l'Anorthosite de Tortue en une série de saillants qui pénètrent profondément les gneiss du Complexe de Manitou, ont été spéculativement assignés à ce même événement. Les ensembles intrusifs tardifs réfèrent aux plutons et dykes, de dimensions très variables, qui recoupent les unités précédentes. Le levé géologique a ainsi permis d'identifier des corps de mangérite, monzonite, monzodiorite, monzogabbro et syénite dans la partie sud du feuillet 22 P/03 et une brèche de diatème plus récente, la Brèche de Marsal, au nord du feuillet 22 P/02.

Dans la poursuite de l'étude géochronologique amorcée dans les régions des lacs Manitou et Nipisso, quatre échantillons ont été analysés pour datation sur zircon et sphène par la méthode U-Pb. Ces nouvelles données permettent de cerner deux événements magmatiques. Le *premier événement* correspond au magmatisme granitique du Canatiche dont les âges extrêmes se situent entre 1181 ± 2 Ma et 1174 ± 3 Ma. Il précède de 20 à 30 Ma l'âge des roches granitiques felsiques du Manitou que nous avons considérées dans l'événement igné I_2 (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999). Le *second événement* correspondrait à un magmatisme transalcalin à alcalin dont l'âge (995 ± 3 Ma et 989 ± 1 Ma) n'avait pas été cerné antérieurement dans la région des lacs Manitou et Nipisso (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999). Toutefois, il conforte les données de Wasteneys *et al.* (1997) qui identifient un événement magmatique alcalin tardigrenvillien entre 991 et 983 Ma dans la partie orientale du *Terrane de Pinware*.

Une grande diversité de minéralisations caractérisent la région de la rivière Baune et des lacs à l'Aigle et Canatiche. Les minéralisations de $\text{Fe} \pm \text{Cu} \pm \text{ÉTR}$ d'origine hydrothermale (type 3) et sises dans des leucogranites du Complexe de Canatiche ont été, depuis le début des années 1990, à l'origine de la majorité des travaux d'exploration dans la région. Des minéralisations probablement de même type sont également présentes dans la région immédiatement au sud (Chevé *et al.*, 1999). Les caractéristiques gîtologiques de ces minéralisations de type 3 qui les apparaissent à des gîtes de classe mondiale, tels les gisements d'Olympic Dam en Australie et de Kiruna en Suède, en font le principal intérêt métallogénique des terrains étudiés dans le présent rapport. D'ailleurs l'ensemble du Grenville, en raison de son contexte paléotectonique et de l'abondance de roches felsiques intrusives, fertiles et communé-

ment associées aux gîtes de type 3, apparaît comme une cible prometteuse pour de telles minéralisations (Clark, en préparation).

Les intrusions mafiques et mafiques-ultramafiques de la région contiennent quelques minéralisations sulfurées de Cu-Ni d'origine magmatique (type 1). Les indices connus, généralement associés à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, sont de petite taille et de faible teneur. Toutefois, depuis la découverte du gisement de Voisey's Bay, les suites anorthositiques et leurs environs sont devenues des cibles de choix pour le Cu-Ni (Kerr et Ryan, 2000).

Hormis les minéralisations précédentes de types 1 et 3, nous avons également repéré des horizons enrichis en ilménite et en apatite (Ti, P) dans certains gabbros de la région (type 2) et des minéralisations de Cu, de Cu-Ag et de Cu-Zn-Pb-Ag (type 4) dans des paragneiss quartzo-feldspathiques. L'origine des minéralisations cuprifères de type 4 est incertaine, mais une origine de type Sedex ou Cu stratiforme en milieu sédimentaire, probablement modifiée par des processus tectono-métamorphiques, est possible.

Enfin, la présence d'un indice de Zn-Cu-Pb-Ag d'origine épigénétique et associé aux roches anorthositiques (type 6) témoigne de l'importance des effets tectono-métamorphiques sur la remobilisation des substances métalliques et sur la mise en place de bien des minéralisations dans la Province de Grenville.

Le niveau de formation de fer de la rive sud-ouest du lac à l'Aigle et les concentrations anomalies en ÉTR, Zr, Y, Nb et Th de plusieurs affleurements de granite du Complexe de Canatiche constituent quelques particularités gîtologiques et géochimiques à ne pas sous-estimer dans la métallogénie régionale. Quant à la Brèche de Marsal, non documentée antérieurement, sa présence témoigne d'un magmatisme nettement postérieur à l'orogenèse grenvillienne dont l'importance et le potentiel diamantifère devraient être investigués dans le segment oriental de la Province de Grenville.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L., 1985 – Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-02, carte 2000, échelle 1:1 500 000.
- BEAUMIER, M., 1989 – Cartes géochimiques des sédiments de lac : région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources; Québec, MB 89-46.
- BLAIS, R., 1960 – Région de Wacouno-Waco, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 96, 63 pages.
- CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAU, S. - DION, D.J. - DAIGNEAULT, R., 1999 – Géologie de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02, 69 pages.
- CHONNIÈRE, J., 1987 – Géochimie des sédiments de lac : région de Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-18.
- CLARK, T. (en préparation) – Métallogénie des métaux usuels, précieux et énergétiques et des éléments des terres rares de la région de Manitou-Wakeham, Moyenne-Côte-Nord. *Dans : Synthèse géologique et métallogénique de la Moyenne-Côte-Nord*, D. Brisebois et T. Clark, éditeurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- CLARK, T. - GOBEIL, A., 1998 – Nouvel indice de Zn-Cu-Pb-Ag épigénétique sur la rivière Magpie Ouest, Côte-Nord (22 P/02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-03, 5 pages.
- DAVIDSON, A., 1996 – Geology of Grenville Province. Geological Survey of Canada; open file 3346, scale 1:2 000 000.
- DION, D.-J. - LEFEBVRE, D.L., 1999a – Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac Nipisso, SNRC 22I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-07.
- DION, D.-J. - LEFEBVRE, D.L., 1999b – Données numériques (profils) du levé aéromagnétique héliporté de la région du lac Manitou, SNRC 22I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-08.
- DION, D.-J. - LEFEBVRE, D.L., 1999c – Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac Brézel, SNRC 22I/11. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-05.
- DION, D.-J. - LEFEBVRE, D.L., 1999d – Données numériques (profils) du levé aéromagnétique héliporté de la région du lac Cacaoni, SNRC 22I/12. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-06.
- EMSLIE, R.F. - HUNT, A.P., 1990 – Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockites suites associated with massif anorthosite, Grenville Province. *Journal of Geology*; volume 98, pages 213-233.
- FAESSLER, C., 1945 – Région de Moisie, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 21, 16 pages.
- GOBEIL, A., 1996a – Géologie de la région du lac Lacoursière (22 N/08). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-03.
- GOBEIL, A., 1996b – Géologie de la région du lac Grandmesnil (22 O/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-04.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAU, S. - DION, D.J. - NABIL, H., 1999 – Géologie de la région du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - ST-GERMAIN, P., 2000 – Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.
- GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. *In : Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region* (T.S. BREWER, editor); Geological Society Special Publication N° 112, pages 197-218.
- GOWER, C.F. - HEAMAN, L.M. - LOVERIDGE, W.D. - SHARER, U. - TUCKER, R.D., 1991 – Grenvillian magmatism in the eastern

- Grenville Province, Canada. Precambrian Research; volume 51, pages 315-336.
- GOWER, C.F. - JAMES, D.T. - NUNN, G.A.G. - WARDLE, R.J., 1995 – The eastern Grenville Province. *In* : A workshop on the Geology and Mineral Deposits of Labrador : A guide for the Exploration Geologist (compiled by R.J. WARDLE). Workshop handout, Geological Survey, Newfoundland Department of Natural Resources, pages 73-101.
- GREIG, E.W., 1945 – Région du lac Matamec, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 22; 31 pages.
- HOGAN, H.R., 1971 – Rivière Nipissis - lac Nipisso, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 142, 43 pages.
- JENKINS, J.T., 1956 – Région de la rivière Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP 326, 8 pages.
- JENKINS, J.T., 1957 – Région du lac Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP 349, 8 pages.
- KERR, A. - RYAN, B., 2000 - Threading the eye of the needle : lessons from the search for another Voisey's Bay in Labrador, Canada. Economic Geology, volume 95, pages 725-748.
- KLUGMAN, M.A., 1954 – Région de Charpeney-Coopman, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP 296, 8 pages.
- KLUGMAN, M.A., 1955 – Région de Baillouquet, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-313, 7 pages.
- NABIL, H., 1998 - Caractérisation de la minéralisation de Ni-Cu-Co du lac Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 160 pages.
- PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - DION, D.-J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P., 1996 – Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06, 12 pages.
- PERREAULT, S. - GAUDREAU, R., 1997 – Territoire de la Province de Grenville. *In* : Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-01, pages 47-58.
- PERRY, C., 1994 – Projet Nipissis : Rapport sur les travaux de 1993. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54889.
- PERRY, C., 1995a – Projet Nipissis/Propriété Manitou 1088-1 : Rapport des travaux menés en 1994 sur la partie est de la propriété. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-54187.
- PERRY, C., 1995b – Rapport Nipissis : Reconnaissance 94. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54890.
- PERRY, C. - RAYMOND, D., 1996 – Le projet Nipissis de SOQUEM-IOC : un nouveau type de minéralisation cuprifère sur la Côte-Nord. *In* : «Vers de nouvelles découvertes». Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 96-02, page 16.
- PERRY, C. - ROY, I., 1997 – Propriété Manitou 1088-1. Rapport sur les travaux menés en 1995. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55005.
- RIVERS, T., 1995 – Lithotectonic elements of the Grenville Province. *In* : Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT). Report of 1994 Transect Meeting (compiled by J. WARDLE and J. HALL). Lithoprobe Report N° 45, University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, pages 159-199.
- RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, pages 117-154.
- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.
- SHARMA, K.N.M. - FRANCONI, A., 1975 – Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville 1970). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 163, 73 pages.
- STACEY, J.S. - KRAMERS, J.D., 1975 – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters; volume 26, pages 207-221.
- VAN BREEMEN, O. - HIGGINS, M.D., 1993 – U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 30, pages 1453-1457.
- WASTENEYS, H.A. - KAMO, S.L. - MOSER, D. - KROGH, T.E. - GOWER, C.F. - OWEN, J.V., 1997 – U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. Precambrian Research; volume 81, pages 101-128.

ANNEXE 1 : Photographies



Photo 1 - Gneiss à biotite et hornblende de l'unité *mpPmag1a* du Complexe de Magpie. Au centre de la photo, dans le niveau métrique enrichi en mobilisat granitique (*s.l.*), noter les fins mélanosomes qui marquent les contacts paléosome-néosome et le patron d'interférence en champignon (pointe du crayon) des néosomes.



Photo 2 - Litage magmatique métrique de leuconorite (teinte claire) et de norite (teinte plus foncée) dans la Suite anorthositique de Fournier (unité *mPfrn2*).



Photo 3 - Détail d'un lit de leuconorite de la photo 2. La leuconorite est coronitique (orthopyroxène brun rouille enveloppé de clinopyroxène et/ou hornblende verte) et le plagioclase originel (gris moyen) est partiellement recristallisé en plagioclase granoblastique polygonal (gris très clair à blanc; cf. extrémités des flèches).



Photo 4 - Leucogabbro gneissique et rubané de l'unité *mPhsp3* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Alternance plus ou moins régulière de bandes claires anorthositiques et de bandes et laminés plus sombres de leucogabbro et de gabbro.



Photo 5 - Plissement asymétrique et d'axe subhorizontal est-ouest accompagnant le chevauchement vers le nord (gauche de la photo) de l'unité *mPhsp3* de la Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre.



Photo 6 - Unité *mPhsp4* de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre : litage magmatique subhorizontal défini par l'alternance de lits décimétriques de gabbronorite et de lits métriques de leucogabbronorite.

ANNEXE 1 (suite)

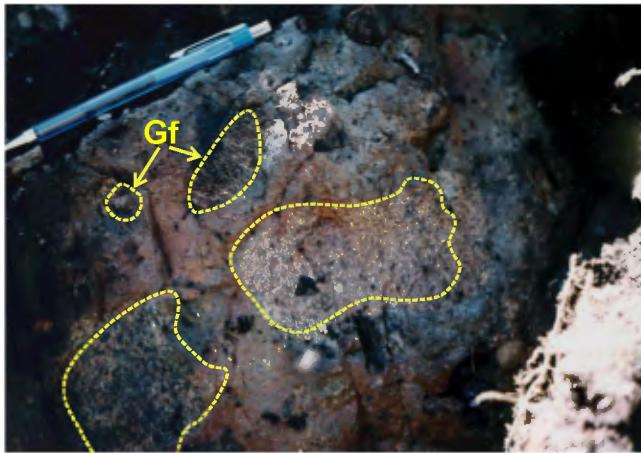


Photo 7 - Brèche de Marsal (*Pmrs*) : brèche de diatème hétérolithique à fragments de granite (Gr), de gabbro (Gb) et de gabbronorite folié (Gf) liés par une matrice mafique à grain très fin et fortement magnétique.



Photo 8 - Brèche paléozoïque à ciment micritique silteux, fossilifère (fragments de coquilles et débris d'échinodermes) et non métamorphisé recouvrant le Gabbro de Baune sur la rive ouest du lac Magpie.



Photo 9 - Indice Malachite : brèche composée d'enclaves tabulaires et anguleuses de leucogranite dans une matrice de magnétite. Les zones brunâtres (près du ruban rouge) contiennent des sulfures et des minéraux radioactifs. La brèche est coupée par des dykes de pegmatite et de roches mafiques indiquant un mélange de magma.

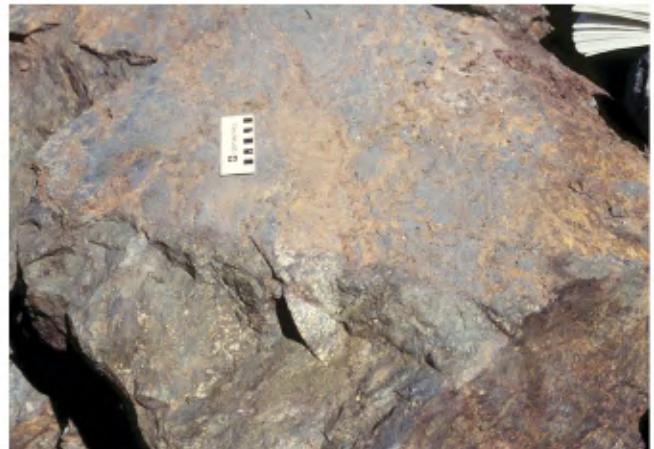


Photo 10 - Indice Josette : Rubanement décimétrique composé de bandes riches en magnétite et en fluorine (grises) et de bandes riches en sulfures (jaunes; jusqu'à 50 % : pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite principalement, molybdénite localement).



Photo 11 - Indice Fluorine : Roche à lames riches en magnétite (grises) ou en fluorine (blanches). La masse calcosilicatée brunâtre est peut-être un boudin.



Photo 12 - Formation de fer du Complexe de Canatiche (unité *mpPcan3d*) sur la rive ouest du lac à l'Aigle : alternance de lames et de bandes sombres, millimétriques à centimétriques de magnétite (crayon aimant vertical) et de bandes centimétriques à décimétriques, claires et silicatees à trémolite-diopside±olivine.

ANNEXE 2 : TABLEAU 2

TABLEAU 2 - Indices et sites minéralisés dans les feuillets 22P/02, 22P/03, 22P/04. Localisation sur la figure 7.

No. d'affleure. ou localisation	96-5177, 98-5266-5269	96-5178	96-5179	97-1344-1347, 97-5243, 97-5244	97-1431	97-1453, 99-5033
Nom	Malachite	Fluorine	Josette	—	—	—
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/03	22P/03	22P/03	22P/02	22P/03	22P/03
Indice (I) ou site (S)	I	I	I	S	S	I
Type	3a	3a	3a	2a	7c	6?
Métaux	Fe,Cu,Th,Ag,ÉTR,Zr,Au, Mo,Zn,U	Fe,Cu,ÉTR,Y,Ag,Th,P,W,Co	Fe,Cu,ÉTR,Y,Th,U,W,Ag,Mo,P, Au,Zr	P,Ti,Fe	ÉTR,Th,Zr	Cu,Ag
Minéraux	MG,CP,PY,AL,SN	MG,FL,AP,AL,PY,CP,SN, HM	MG,CP,PY,PO,MO,SP	IM, AP	AL,ZR	CP
Distribution de la minéralisation	Veines, disséminations	Veines, disséminations	Veines, disséminations	Disséminations	Disséminations	Veinules et disséminations
Roche porteuse	M15(MG,fn; I1B,lx	M15(MG,FL,AP,SF,QZ); I1B,lx,pj,la	M15(MG,FL,AP,BO,SN,QZ,AL,GR)	I3A,PG,HB,AP,OF,me	I1B,BO	M8(T2)
Analyses	SOQUEM : Jusqu'à 3,07 % Cu, 140 ppb Au, 110 ppm Mo et 272 ppm Zn dans des éch. choisis, 0,45% Cu sur 3,1 m en rainure, 0,26% Cu sur 63 m en forage, jusqu'à 68 ppm U et 660 ppm Th en forage. MRN : Jusqu'à 93,7 % Fe2O3t, 0,82 % Cu, 16,4 % P2O5, 1,84 % ÉTRL, 0,08 % ÉTRM, 0,03 % ÉTRD, 0,52 % Y2O3, 5 ppm Ag, 540 ppm Th, 66 ppm U, 680 ppm W, 424 ppm Co dans 4 éch. choisis.	SOQUEM : 0,69 % Cu sur 3,0 m, rainure; jusqu'à 1,84 % La+Ce+Sm dans des éch. choisis. MRN : Jusqu'à 46,7 % Fe2O3t, 0,82 % Cu, 16,4 % P2O5, 1,84 % ÉTRL, 0,08 % ÉTRM, 0,03 % ÉTRD, 0,52 % Y2O3, 5 ppm Ag, 540 ppm Th, 66 ppm U, 680 ppm W, 424 ppm Co dans 4 éch. choisis.	SOQUEM : 1,83 % Cu, 0,96 % La+Ce+Sm, 654 ppm Th et 435 ppm U sur 9,4 m, rainure, 0,25 % Cu sur 0,5 m, forage, 0,23 % La+Ce+Sm sur 0,78 m, forage, 0,78 % Mo, éch. rainure. MRN : Jusqu'à 71,1 % Fe2O3t, 1,37 % TiO2, 4,80 % P2O5, 1,58 % ÉTRL, 0,10 % ÉTRM, 0,03 % ÉTRD, 0,64 % Y2O3, 2,81 % Cu, 900 ppm Th, 440 ppm U, 1800 ppm W, 13 ppm Ag, 150 ppb Au dans 6 éch. choisis.	Éch. 1 : 2,67 % P2O5, 5,75 % TiO2, 24,8 % Fe2O3t, éch. 2 : 0,01 % P2O5, 3,79 % TiO2, 592 ppm V, 345 ppm Cu	Éch. 1 : 720 ppm ÉTRL, 60 ppm Th; éch. 2 : 446 ppm ÉTRL, 31 ppm ÉTRM, 921 ppm Zr	0,14 % Cu, <0,5 ppm Ag, 18 ppm Ag, 0,05 % Cu, 0,01 % Pb, 0,01 % Zn, 0,01 % Co, (2 éch. choisis)
Autres caractéristiques	Bréchique	Laminé, silicifié	Rubané, laminé	AP disséminée dans des bandes de largeur décannétique	Grain fin-moyen, folié	Mylonitique, laminé
Contrôles principaux de la minéralisation	Plans de faiblesse, hydrothermalisme	Schistosité, hydrothermalisme	Plans de faiblesse, hydrothermalisme	Lithologie, cristallisation fractionnée	Lithologie	Cisaillement, hydrothermalisme

Explications : Type: La typologie utilisée est donnée dans Gobeil *et al.* (2000). Métaux: Cu, teneur > seuil d'indice minéralisé ("indice minéralisé", I); Cu, teneur < seuil d'indice minéralisé ("site minéralisé", S)

Abréviations : Éch., échantillon; ÉTRL, terres rares légères = La+Ce+Nd; ÉTRM, terres rares moyennes=Sm+Eu+Tb+Ho; ÉTRD, terres rares lourdes=Tm+Yb+Lu

Les abréviations des roches, des minéraux et des textures/structures sont celles du SIGÉOM (Sharma, 1996 : MB 96-28).

Note : Les analyses ont été effectuées par le MRN sur des échantillons choisis, à moins d'indication contraire.

Tableau 2 (suite)

No. d'affleure. ou localisation	97-1454, 98-5252	97-1479	97-2199	97-2249	97-2279	97-2329	97-2399
Nom	Riv. Magpie Ouest	—	—	—	—	—	—
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/02	22P/03	22P/03	22P/03	22P/02	22P/04	22P/02
Indice (I) ou site (S)	I	S	S	S	S	S	S
Type	6	8	2c	7c	7c	7c	7c
Métaux	Zn,Cu,Pb,Ag	Fe	Ti,V	ÉTR,Zr,Y	ÉTR	ÉTR,Y,Zr,Th	ÉTR,Zr,Nb,Y
Minéraux	GH,PO,SP,CP,	MG	IM	AL,ZR,AP	AL	?	SN,ZR,AL
Distribution de la minéralisation	Dissémination, rubans, veinules (GL)	Rubans centimétriques	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Disséminations
Roche porteuse	M16(I3A),HB, GR,PG,ae,cs	S9(M2)	I3A(M16)	I1B,BO,HB	I1B,BO,Ix,ae	I1B	I1B,ae
Analyses	MRN : Jusqu'à 7,26 % Zn, 1,30 % Cu, 4,93 % Pb, 43,1 ppm Ag, 12 ppb Au (plusieurs éch.)	20,4 % Fe2O3, 9,35 % FeO, 0,13 % TiO2, 0,67 % P2O5	2,4 % TiO2, 322 ppm V	Faciès moyen : 110 ppm Nd, 33 ppm ÉTRM, 13 ppm ÉTRD, 835 ppm Zr, 96 ppm Y; faciès fin : 855 ppm La+Ce, 147 ppm Y	760 ppm ÉTRL, 32 ppm ÉTRM	1370 ppm ÉTRL, 49 ppm ETRM, 11 ppm ÉTRD, 101 ppm Y, 59 ppm Th	422 ppm La+Ce, 1400 ppm Zr, 214 ppm Nb, 161 ppm Y
Autres caractéristiques	Jusqu'à 1,5 m d'épaisseur; SF associés à une altération rétrograde	Grain fin, rubané, déformé; MG en rubans centimétriques	Grain fin à grossier	Grain moyen, folié, ocillé; également faciès plus fin	Grain fin à moyen, légèrement porphyrique, leucocrate, altération à CC- CL-MS	Grain moyen, porphyrique, peu folié, magnétique	Leucocrate, albitisation du FP, altération calcique, texture en mortier
Contrôles principaux de la minéralisation	Cisaillement, lithologie, hydro- thermalisme	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie, altération hydrothermale

Tableau 2 (suite)

No. d'affleure. ou localisation	97-3160, 97-5225	97-3300	97-4141	97-4416	97-5088, 97-5090, 97-5104, 98-5265	97-5099	97-5175
Nom	Chantal	—	—	—	Manitou	Bottine	—
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/02	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03
Indice (I) ou site (S)	S	S	S	S	I	I	S
Type	1a	7c	2c	2c	4	4	7c
Métaux	Cu,Ni,Zn,Co	ÉTR,Y,Zr	Ti,P	Ti	Zn,Cu,Ag,Pb,Au	Cu,Ag,Au,Mo	Zr,Y,Nb,ÉTR
Minéraux	PO,CP	SN,ZR,AL	AP,IM	IM,AP	SP,CP,BN,PO,PY,GL,MC	CP,BN,MC	ZR
Distribution de la minéralisation	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Disséminations, veines	Disséminations, veines, sur 125 m	Disséminations
Roche porteuse	I4E,gr	IIB	I3A(M16)	I3A(M16)	M5(BO)(M4),M14,I1N	M5(M4); I1N	I1B,bx
Analyses	301 ppm Cu, 275 ppm Ni, 136 ppm Co, 307 ppm Zn	720 ppm ÉTRL, 41 ppm ÉTRM, 14 ppm ÉTRD, 104 ppm Y	2,99 % TiO ₂ , 1,79 % P ₂ O ₅	2,89 % TiO ₂	SOQUEM : 1,1 % Cu sur 3,4 m (tranchée CP-95-17); 1,98 % Cu sur 1,7 m, rainure (Amont); 1,33 % Cu sur 4,1 m, dont 2,8 % Cu et 0,68 % Zn sur 1,5 m, rainure (Prolongement). MRN : 3,86 % Cu, 300 ppb Au, 13 ppm Ag (Amont), jusqu'à 6,26 % Zn, 2,80 % Cu, 0,32 % Pb, 6 ppm Ag, 67 ppb Au (Prolongement).	SOQUEM : 4,21 % Cu, 24,5 ppm Ag, 168 ppm Mo, 63 ppb Au (éch. choisi); 315 ppb Au, (éch. choisi).	1500 ppm Zr, 126 ppm Y, 115 ppm Nb, 30 ppm ÉTRM, 12 ppm ÉTRD
Autres caractéristiques	—	Grain grossier, massif; datation : 1180 Ma	—	—	—	—	Grain fin à moyen, faible foliation
Contrôles principaux de la minéralisation	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie, hydrothermalisme	Lithologie, hydrothermalisme	Lithologie

Tableau 2 (suite)

No. d'affleure. ou localisation	97-5185	200 m au SW de 97-5185	675 m au SW de 97-5185	97-5231 à 97-5236	97-6061	97-6092	97-6174
Nom	Grabuge	Rodrigue	Lingis	Edgard	—	—	—
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03	22P/04	22P/03	22P/03
Indice (I) ou site (S)	I	I	I	S	S	S	S
Type Métaux	3a Cu,Au,Ag,ÉTR	3a Cu,ÉTR,Fe,Mo,Ag, Au,Mo,Th, U	3a Cu,Au	1d Cu,Ni,Zn,Co	7c ÉTR,Zr,Y	7c ÉTR,Y	7c Ti,P,ÉTR
Minéraux	MG,CP,PY,IM	MG,SF	MG,CP,MO	PO,CP,PY,MG,IM	?	AL,ZR	SN,AP,AL,ZR
Distribution de la minéralisation	Veines, disséminations	?	Veines	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Disséminations
Roche porteuse	M15(MG),fn; I1N; I1B,Ix	M15(MG),M5	M15(MG),M5	I4B(AC)	I1B,BO	I1B,BO,HB	I1B,BO,HB
Analyses	SOQUEM : Jusqu'à 15,6 % Cu, 1,6 g/t Au, 28,7 g/t Ag, 741 ppm Zr (éch. choisie); 310 ppm La, 600 ppm Ce (éch. choisie); 0,18 % Cu sur 1,6 m, forage. MRN : Jusqu'à 85,3 % Fe2O3t, 6,72 % Cu, 879 ppm Zr.	SOQUEM : M15(MG) : 1,32 % Cu, 204 ppb Au, 558 ppm Mo (éch. choisie de surface); 0,36 % La+Ce+Sm sur 13 m, incluant 0,85 % La+Ce+Sm sur 1,5 m, en forage. MRN : M5 : 1,15 % Cu, 124 ppb Au, 4,3 ppm Ag (éch. choisie de surface).	SOQUEM : 1,17 % Cu, 149 ppb Au (éch. choisie)	MRN : Jusqu'à 530 ppm Cu, 480 ppm Ni, 166 ppm Co, 314 ppm Zn, 9 ppm Pt, < 5 ppb Au (4 éch.).	786 ppm La+Ce, 634 ppm Zr, 95 ppm Y	1085 ppm La+Ce, 156 ppm Y	2,28 % TiO2, 1,02 % P2O5, 398 ppm La+Ce
Autres caractéristiques	Bréchique	Cu-ÉTR-Au-Mo dans M15(MG); Cu-Au-Ag dans M5	Veines de GR-FL	—	—	Grain fin à moyen, massif	Grain fin à moyen, folié
Contrôles principaux de la minéralisation	Fractures, hydrothermalisme	Fractures, hydrothermalisme	Fractures, hydrothermalisme	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie

Tableau 2 (suite)

No. d'affleure. ou localisation	97-7301	97-8195	97-8304	97-8356	98-5138	99-5006	99-5100
Nom	—	—	—	—	Lavaivre	Andradite	Mille 82.1
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/04	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03	22P/03	22P/04
Indice (I) ou site (S)	S	S	S	S	I	I	I
Type	7c	7c	7c	2c	3b, 1d	3a	3b?
Métaux	ÉTR,Zr,Y	Y,Zr	ÉTR,Y	Ti,V,Zn	Cu,Ag,Zn,Fe	Cu,ÉTR,Y,Ag,Mo,U,Zr	Fe,Ti
Minéraux	?	AL,ZR	AL,ZR	OF (probablement IM,MG)	Type 3b : MG,PY,CP,PO,CV; Type 1d : PO,PY,CP	CP,PY,MG,HS,GR	MG
Distribution de la minéralisation	?	Disséminations	Disséminations	Disséminations	Type 3b : Laminés de MG massive avec SF disséminés; veines de MG,SF, veines de SF, Type 1d : SF disséminés	SF : Disséminations, amas	?
Roche porteuse	I1B,BO	I1B,BO,HB	I1B,BO	I3A(M16)	Type 3b : M15(AM,MG,AP,SF), M5; Type 1d : M16,AM,BO	M15(MG,FL,CP,PY); M5; M12,MG; M8,BO, M1	I1B
Analyses	720 ppm ÉTRL, 45 ppm ÉTRM, 16 ppm ÉTRD, 887 ppm Zr, 139 ppm Y	118 ppm Y, 804 ppm Zr	550 ppm ÉTRL, 37 ppm ÉTRM, 19 ppm ÉTRD, 128 ppm Y	5,37 % TiO ₂ , 553 ppm V, 736 ppm Zn	MRN : Type 3b : 37,6 % Fe ₂ O ₃ t, 430 ppm Cu, 310 ppm Zn; Type 1d : 274 ppm Zn, 164 ppm Cu. SOQUEM : Type 3b : 1,51 % Cu, 2,9 ppm Ag	SOQUEM : 0,9 % La+Ce+Sm sur 0,6 m; 4,58% Cu sur 0,45 m; 1,5 % Cu sur 1,9 m; 0,26 % Cu sur 2,0 m; 15 ppm Ag sur 0,5 m; 0,27 % Mo et 224 ppm U sur 0,5 m; 2400 ppm Zr sur 0,8 m (rainure, intervalles diverses) MRN : Jusqu'à 0,31 % La+Ce+Sm, 1600 ppm Y, 466 ppm Nb	36,47 % Fe, 1,22 % TiO ₂ , 0,01 % Cr
Autres caractéristiques	Grain grossier, porphyrique	Grain moyen à grossier	—	Grain moyen, foliation magmatique, patine rouillée	M15 : rubané, laminé, veines à SF tardives	Dykes granitiques avec jusqu'à 15 % fluorine et 10 % andradite	Zone 3 m de largeur (Blais, 1960)
Contrôles principaux de la minéralisation	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Lithologie	Hydrothermalisme	Plans de faiblesse, hydrothermalisme	?

Tableau 2 (suite)

No. d'affleure. ou localisation	99-5101	99-5102	—	—	—	—
Nom	Wacouno	Lac Dimph	Lac à l'Aigle	Riv. Wacouno	505796	94-14
Feuillet SNRC (1:50 000)	22P/04	22P/04	22P/03	22P/04	22P/03	22P/03
Indice (I) ou site (S)	I	I	S	I	I	I
Type	1?	9	3a	9	3a	3a
Métaux	<u>Cu</u> ,Ni,Ag,Cr	<u>Cu</u>	Fe	<u>Cu</u>	<u>Cu</u> ,ÉTR,Mo,Au,Th	<u>Cu</u> ,ÉTR,Zn,Mo, Ag,Au
Minéraux	PY,CP	PY,CP,MO	MG	PY	PY,CP,MG	CP,PY,MO,PO,MG, HM
Distribution de la minéralisation	Veinules	Disséminations	Veines	Disséminations	Disséminations	?
Roche porteuse	I3A	IIB,HB	M4	IIB	M15(MG),PY,CP; M5,PY,CP	M5,FL,AM,GR
Analyses	0,24 % Cu, 0,20 % Ni, 0,3 ppm Ag (Blais, 1960); 0,11 % Cu, 0,12 % Ni, 0,01 % Co, 0,9 ppm Ag, 1600 ppm Cr (MRN)	0,34 % Cu, 0,04 % Mo, 0,01 % Ni, 1,3 ppm Ag (Blais, 1960)	0,19 % Cu (Blais, 1960)	SOQUEM : 0,47 % ppm Cu, 3074 ppm La+Ce+Sm, 202 ppm Mo, 195 ppm Th dans M15(MG); 0,26 % Cu, 90 ppb Au, 540 ppm Mo dans M5	SOQUEM : 0,64% Cu sur 1,58 m, forage; 0,17% La+Ce+Sm sur 2,69 m, forage	SOQUEM : 0,64% Cu sur 1,58 m, forage; 0,17% La+Ce+Sm sur 2,69 m, forage
Autres caractéristiques	Minéralisé sur 45 m (Blais, 1960)	Zone de 0,4 m x 2,4 m dans un filon-couche de granite cisaillé de 1 m d'épaisseur (Blais, 1960)	Veines parallèles et obliques à la foliation	SF favorisent les bordures des plutons de granite (Blais, 1960)	—	—
Contrôles principaux de la minéralisation	?	?	Hydrothermalisme	Lithologie?	Hydrothermalisme	?

Résumé

Ce rapport fait état des travaux de cartographie au 1:50 000 effectués par le MRN au cours de l'été 1997 sur la totalité des feuillets SNRC 22P/02 et 22P/03 et sur le tiers est du feuillet 22P/04. Ce projet de levé géologique s'insère dans le Programme d'exploration minière du Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec.

La région d'étude est située à environ 125 kilomètres au NNE de Sept-Îles. Elle couvre une bande de terrain est-ouest d'environ 2 275 km² limitée, au sud et au nord respectivement, par les latitudes 51°00' et 51°15' et, à l'est et à l'ouest, par les longitudes 64°30' et 65°40'.

Les roches de la région sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Ceinture allochthonie polycyclique de la Province géologique de Grenville. Cinq types d'ensembles lithologiques ont été reconnus. Ce sont: 1) les ensembles ignés du «substratum» (Complexe de Canatiche et Gabbro de Baune); 2) les ensembles gneissiques (complexes de Magpie et de Manitou); 3) les ensembles gabbronoritiques granulitiques (Complexe de Poisset); 4) les ensembles anorthositiques (suites de Havre-Saint-Pierre et de Fournier, Anorthosite de Tortue); et, 5) des ensembles intrusifs tardifs de dimensions et de chimismes variés dont la brèche de diatème de Marsal. Des contacts tectoniques cisaillants et chevauchants définissent la plupart des limites entre les lithodèmes des quatre premiers types d'ensembles lithologiques.

Une grande diversité de minéralisations caractérisent la région d'étude. Depuis le début des années 1990 celles de Fe-Cu-ÉTR-Y dans des leucogranites du Complexe de Canatiche et de Cu disséminé dans le gneiss quartzofeldspathique du Complexe de Manitou adjacent ont été les plus intensément explorées. Les caractéristiques gîtologiques de ces minéralisations qui s'apparentent à des gîtes de classe mondiale sont brièvement décrites. Elles constituent le principal intérêt métallogénique des terrains étudiés dans le présent rapport. Hormis les minéralisations précédentes, le potentiel métallifère de la région réside 1) dans les roches mafiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, du Gabbro de Baune et du Complexe de Canatiche (indices de Cu-Ni-(Co-EGP-Au) et concentrations d'ilménite-apatite); et, 2) dans les roches mafiques cisaillées tardivement (minéralisations épigénétiques de Zn-Cu-Pb-Ag d'origine tectono-métamorphique). Quelques particularités à caractère métallogénique résident dans le niveau de formation de fer de la rive sud-ouest du lac de l'Aigle et dans les concentrations anomalies en ÉTR, Zr, Y, Nb et Th de plusieurs affleurements de granite du Complexe de Canatiche.

**Ressources
naturelles**

Québec

