

RG 98-19

Géologie de la région du Lac Nipisso, 22I/13

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC NIPISSO

(SNRC 221/13)

André Gobeil
Serge Chevé
Thomas Clark
Louise Corriveau
Serge Perreault
Denis-Jacques Dion
Hassan Nabil

RG 98-19

Accompagne la carte
SI-22113-C3G-99D



L'affleurement de sulfures massifs de cuivre et de nickel du lac Volant à l'origine de la vague d'exploration minière dans la région de Nipisso-Manitou.

Géologie de la région du lac Nipisso (22I/13)

André Gobeil
Serge Chevé¹
Thomas Clark
Louise Corriveau²
Serge Perreault
Denis-Jacques Dion
Hassan Nabil³

RG 98-19

(Accompagne la carte SI-22I13-C3G-99D)

RÉSUMÉ

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Manitou et traitées dans le présent rapport sont d'âge Protérozoïque et appartiennent à la Province géologique de Grenville. Elles font partie de la ceinture allochtone polycyclique et de la ceinture magmatique interne de cette province géologique.

L'intégration de nos levés géologiques des étés 1996 (22I/13E, 22I/14E) et 1997 (22P/02, 22P/03 et 22P/04E) aux levés préexistants et aux données aéromagnétiques permettent de reconnaître quatre grands ensembles géologiques dans la région de Nipisso. Nous les avons identifiés comme suit : le Complexe de Canatiche, le Complexe de Manitou, le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue.

Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillettes et des enclaves de roches anorthositiques et/ou gabbroïques et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches calcosilicatées et de formations de fer. Dans la présente région, il constitue le socle de la partie nord-ouest de la carte et comporte uniquement des roches granitoïdes.

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 (à sillimanite et/ou graphite, quartzite et roches calcosilicatées) et de métagabbro et/ou amphibolite à pyroxènes.

Le *Complexe de Matamec* est composé de gabbro norite à grain fin, de mangérite, de monzonite, de quelques intrusions de gabbro norite à olivine et de granite à phénocristaux de feldspath potassique. Quelques septa de gneiss d'extension kilométrique et de puissance hectométrique soulignent localement le tracé d'un cisaillement interne d'importance dont la trace est particulièrement bien mise en évidence par le levé électromagnétique héliporté réalisé pour le ministère de Ressources naturelles au cours de l'automne 96 et de l'hiver 97. Le dyke de gabbro norite du lac Volant auquel sont associées des minéralisations de Cu-Ni-Co constitue une phase intrusive tardive de ce complexe.

L'*Anorthosite de Tortue* définit une masse circonscrite ovale, orientée NW-SE, d'environ 250 km², sise à la limite des feuillettes SNRC 22I/13, 22I/14 et 22P/03. Elle est composée d'anorthosite et accessoirement de gabbro, de leuconorite, de norite et de pyroxénite.

Des intrusions tardives de granite et de nombreux dykes de gabbro norite, de gabbro ou de diabase recoupent les unités précédentes. Le *Granite de Bigot* et un dyke de gabbro norite ophitique à biotite, le *Dyke de Nipisso*, constituent les éléments intrusifs d'importance dans le secteur du lac Nipisso. De nombreux dykes mafiques de gabbro, de gabbro norite et de diabase, peu ou pas déformés, d'épaisseur décimétrique à métrique, d'extension longitudinale limitée et d'attitude variable affleurent à travers l'ensemble de la région cartographiée. Quelques dykes diabasiques offrent, en outre, la particularité d'être accompagnés de matériel granitique.

1. INRS-Géoressources

2. Commission géologique du Canada

3. Université du Québec à Chicoutimi

RÉSUMÉ (suite)

L'analyse des données structurales recueillies lors du présent levé et celles de Hogan dans la partie ouest permettent de reconnaître une déformation polyphasée très complexe. Parmi ce cortège de déformation, la linéation régionale NNW à plongement SSE apparaît comme le trait structural marquant dans la région et traduit l'empreinte des poussées NNW de l'orogénèse grenvillienne; le chevauchement de la nappe de Matamec sur le Complexe de Manitou est associé à cet événement.

Du point de vue du métamorphisme, les roches du Complexe de Matamec sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. Les roches du Complexe gneissique de Manitou présentent des assemblages minéralogiques stables au faciès des amphibolites supérieur et des granulites.

On observe beaucoup de phénomènes de rétro-métamorphisme dans les roches de la région. Ces phénomènes de rétro-morphose caractérisent aussi bien les paragenèses métamorphiques que les roches ignées telles les différentes lithologies de l'Anorthosite de Tortue. Ces phénomènes de rétro-métamorphisme vont jusqu'au au faciès des schistes verts avec développement de chlorite et d'épidote; ils sont tardifs car ils affectent les dykes de diabase.

Huit échantillons répartis sur les feuillets 22I/13 (Lac Nipisso) et 22I/14 (Lac Manitou) ont été analysés pour datation sur zircon par la méthode U-Pb. Quatre appartiennent au Complexe de Matamec, deux aux unités felsiques du Complexe de Manitou et les deux derniers à des entités post-cinématiques, dont le Granite de Bigot. Le magmatisme à l'intérieur du Matamec s'inscrit entre 1377 et 1351 Ma et peut être référé à l'Elsonien. Un magmatisme felsique entre 1168 et 1140 Ma caractérise le Complexe de Manitou. Nos données géochronologiques associées à celles de Van Breeman indiquent que les poussées à l'origine de la linéation régionale NNW que nous associons à l'orogénèse grenvillienne ont eu lieu entre 1062 et 1042 Ma. Enfin le magmatisme post-cinématique s'établit à 1030 Ma pour le Granite de Bigot et à 974 Ma pour la composante felsique d'un dyke composite de granite et de diabase.

Plusieurs types de minéralisations ont été répertoriés dans la région de Nipisso :

- 1 - des minéralisations de Cu-Ni-(Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques;
- 2 - des minéralisations de Cu-Zn±Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux; et,
- 3 - des minéralisations de Cu±Ni±Zn±Pb±Au d'origine tectonométamorphique.

Les minéralisations du premier type, associées aux dykes mafiques peu déformés (p. ex : celles du lac Volant et de l'indice Ann) ou associées aux massifs anorthositiques, apparaissent comme les plus prometteuses du point de vue de l'exploration.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR «GÉOLOGIE QUÉBEC»

Direction

Jean-Louis Caty

Supervision des inventaires géologiques

Alain Simard

Lecture critique

Serge Perreault

Édition et mise en pages

C. Dubé

Dessin assisté par ordinateur

Charlotte Grenier

Supervision technique

A. Beaulé

Document accepté pour publication le 99/01/19

INTRODUCTION GÉNÉRALE	6
But du travail	6
Localisation et accès	6
Physiographie	6
Travaux antérieurs	9
Travaux en cours	9
Remerciements	9
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	9
DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES	15
Complexe de Canatiche	15
Complexe de Manitou	15
Unités gneissiques	15
Unité intrusive felsique	19
Unités intrusives mafiques à ultramafiques (unités mpPmnt3b et mpPmnt3c)	19
Complexe de Matamec	19
Unités gneissiques	20
Unités intrusives	20
Anorthosite de Tortue	22
Unité non différenciée d'anorthosite et de leuconorite (mPtor1)	23
Zone de bordure (mPtor2)	23
Unités intrusives tardives	24
Dyke de Nipisso (gabbronorite massif et ophitique à biotite; mPnps)	24
Granite de Bigot (mPbig)	24
Dykes mafiques diabasiques	24
GÉOLOGIE STRUCTURALE	24
Éléments analysés	25
Éléments structuraux dans le Complexe de Manitou	25
Éléments structuraux dans le Complexe de Matamec	26
Analyse structurale	26
Analyse des linéations : définition des grands domaines lithotectoniques	26
Analyse des trajectoires de foliations et de linéations	26
La nappe de Matamec et ses extensions	30
Signature interne du Complexe de Matamec	30
Signature du chevauchement	30
Le bloc granitique du secteur du lac Élinore (22I/14)	32
Événements de déformation	33

MÉTAMORPHISME	35
Métamorphisme du Complexe de Matamec	35
Métamorphisme du Complexe de Manitou	35
Métamorphisme rétrograde	36
GÉOLOGIE HISTORIQUE	36
Données géochronologiques	36
Événements magmatiques	36
Événements métamorphiques	41
Discussion : chronologie relative des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques	42
Conclusion : la région de Nipisso-Manitou dans le contexte de l'orogénèse grenvillienne	46
INVENTAIRE DES INDICES ET DES SITES MINÉRALISÉS	47
Introduction	47
Classification globale des indices et des sites minéralisés du projet Manitou	47
Minéralisations dans le feuillet 22I/13	50
Type 1 : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques	50
Type 5 : Cu-Zn±Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux	56
Type 6 : Cu±Ni±Zn±Pb±Au tectonométamorphiques	56
Conclusions	57
RÉFÉRENCES	58

INTRODUCTION GÉNÉRALE

But du travail

Le présent document rapporte une partie des résultats de la première phase du projet Manitou. Ce projet de levé géologique initié en 1996 au NE de Sept-Îles s'insère dans le Programme d'exploration minière du Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec. L'objectif principal du volet *recherche scientifique* de ce programme vise à améliorer la connaissance du potentiel minéral de la Côte-Nord qui, jusqu'au milieu des années 1990, montrait un niveau d'exploration nettement insuffisant pour assurer la diversification de son industrie minière. Aussi, l'objectif du projet Manitou est-il d'intégrer les données des nouveaux levés aux informations préexistantes, d'en faire la synthèse à la lumière des connaissances géologiques et géologiques actuelles et d'élaborer des modèles pour orienter les travaux d'exploration vers les secteurs les plus prometteurs.

Localisation et accès

La programmation de l'été 1996 du projet Manitou portait sur les parties est des feuillets SNRC 22I/13 (Lac Nipisso) et 22I/14 (Lac Manitou); celle de l'été 1997 sur les feuillets 22P/02 (Rivière Baune), 22P/03 (Lac à l'Aigle) et sur le tiers est du feuillet 22P/04 (Lac Canatiche). Le présent rapport traite du feuillet 22I/13; les résultats du levé géologique du feuillet 22I/14 sont présentés séparément dans le rapport de Chevé *et al.* (1999) alors que ceux des feuillets 22P/02 et 22P/03 font l'objet de cartes préliminaires (Gobeil *et al.*, 1997b; Chevé *et al.*, 1997) et seront présentés dans un rapport qui inclura les données du feuillet 22P/04 et une mise à jour de cette carte.

La région d'étude, centrée en longitude et en latitude sur le lac Nipisso, est située à environ 75 km au NNE de Sept-Îles (figure 1). Elle couvre une superficie d'environ 975 km² limitée au sud et au nord respectivement par les latitudes 50°45' et 51°00' et, à l'est et à l'ouest, par les longitudes 65°30' et 66°00'.

La région n'est accessible que par voie aérienne. Le lac Nipisso et quelques autres lacs dont le lac Bigot et le lac Tortue 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 Québec North Shore and Labrador Railway (QNSL) qui relie Sept-Îles à Wabush et Schefferville et la ligne hydroélectrique d'Hydro-Québec provenant de Churchill Falls (Labrador) passent dans la partie ouest de la région le long de la rive est des rivières Nipissis et Wacuno.

Physiographie

La région cartographiée se trouve près de la limite sud du Bouclier canadien et offre une topographie accidentée typique du rebord du Plateau laurentien. Celle-ci est particulièrement disséquée et montre une topographie très rude. L'uniformité générale dans l'altitude des sommets montre qu'on est en présence d'une ancienne pénéplaine au niveau ou tout près du niveau des présents sommets. En général, le territoire levé est une haute terre soit ondulée, soit accidentée et profondément disséquée par les vallées des rivières Nipissis et Wacuno dans la partie ouest de la région et par la vallée de la rivière Tortue et du ruisseau Plat dans la partie est. Le lac Nipisso occupe une ancienne vallée très large, parallèle à la vallée des rivières Nipissis et Wacuno.

Dans la région, le Plateau laurentien peut être divisé en trois paliers différents qui sont représentés par des socles rocheux particuliers. Dans la partie nord-est de la carte, un premier palier se dresse entre le lac Tortue et le lac Manitou à l'est (hors carte), à des élévations supérieures à 1000 m. Le plus haut sommet y atteint une altitude de 1100 m et le relief local varie de 150 à 200 m. Ce palier est constitué de collines complètement dénudées de végétation séparées par des vallées faiblement boisées. Le socle rocheux y est formé de roches appartenant à l'Anorthosite de Tortue. Un second palier occupe la partie centrale de la carte entre le lac Tortue et la partie est du lac Nipisso. Géologiquement parlant, il correspond au Complexe mafique de Matamec. Son élévation moyenne est d'environ 750 m et son relief local est moins accentué que dans le premier palier. Il est constitué de collines arrondies séparées par des vallées profondes souvent linéaires. Le sommet des collines y est généralement dépourvu d'arbres et comporte une végétation typique de la toundra; les vallées abritent des conifères qui peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de hauteur. Un troisième palier occupe la partie ouest de la carte à l'est et à l'ouest du lac Nipisso. Il correspond aux ensembles gneissiques et aux intrusions granitiques des complexes de Manitou et de Canatiche. Son altitude moyenne est d'environ 450 à 550 m; le plus haut sommet se dresse à plus de 730 m. Il est en général moins disséqué que le palier plus à l'est et formé de collines arrondies.

Les vallées des rivières Nipissis, Nipisso Wacuno et Tortue traversent la région en incisant profondément le Plateau laurentien. Les trois premières coulent et serpentent sur un lit de sable et de gravier tandis que la rivière Tortue coule sur une pente beaucoup plus raide. La partie ouest de la région est drainée par les rivières Wacuno, Nipissis et Nipisso qui font partie du bassin de la rivière Moisie. Les parties centrale sud et est sont drainées par les rivières au Bouleau et Tortue qui se jettent directement dans le fleuve Saint-Laurent.

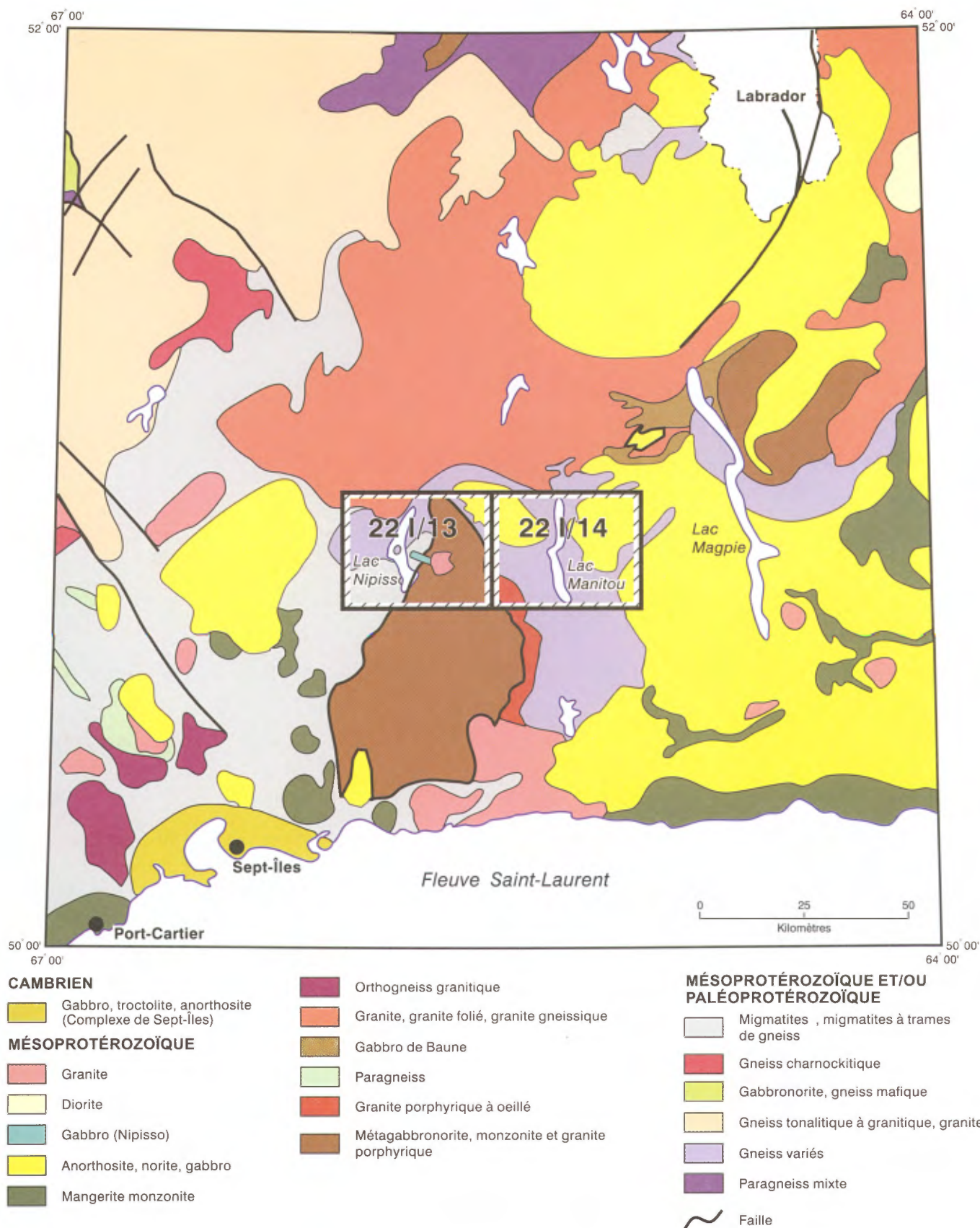


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée dans le cadre géologique de la Côte-Nord. Géologie simplifiée d'après Avramtchev (1985) et Davidson (1996).

Quelques stries glaciaires prélevées dans la région indiquent un mouvement glaciaire vers le SSE.

Travaux antérieurs

Les premiers levés géologiques systématiques aux limites de la Haute et de la Moyenne-Côte-Nord furent réalisés aux tournant 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 mise en carte géologique le long de la voie ferrée de la QSNL 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 Maniyou (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 2) 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 prospectée pour le fer et le fer-titane 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-Côte-Nord et de la Basse-Côte-Nord. La mise en évidence de plusieurs anomalies géochimiques dans le levé régional de géochimie de sédiments de fonds 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 orienté vers les métaux usuels. C'est dans ce cheminement que s'inscrivent, depuis 1990, les découvertes de nombreux indices polymétalliques ($\text{Cu} \pm \text{Zn} \pm \text{Pb} \pm \text{Au} \pm \text{Ag}$) hydrothermaux et d'un prospect de Cu-TR ($\text{La} + \text{Ce} + \text{Sm}$) $\pm \text{F} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ de type Olympic Dam ou Kiruna associé à des oxydes de fer (Perry et Raymond, 1996).

Travaux en cours

Au cours de l'été 1996 les levés de cartographie géologique du ministère des Ressources naturelles au 1:50 000 ont couvert les demies est des feuillets SNRC 22I/13 et 22I/14. La découverte de l'indice de Cu-Ni-Co du lac Volant à la fin de cette campagne de cartographie (Perreault *et al.*, 1996) a initié une exploration minière sans précédent dans la région. Le MRN a procédé à un levé régional de géophysique héliporté couvrant les feuillets SNRC 22I/11, 22I/12, 22I/13 et 22I/14 (figure 3; Dion et Scintrex, 1997a, 1997c,

e et f,) à la fin de l'automne 1996. Près de 10 000 claims ont été subséquemment jalonnés jusqu'au printemps 1997 (Perreault et Gaudreau, 1998).

Remerciements

Pour la saison de travail sur le terrain, les auteurs tiennent à souligner l'assistance efficace tout au long de nos cheminements de Bernard Fontaine, Natacha Fournier, Isabelle Galiana et de Euréka-Lissa Noël. Les travaux de Edgar St-Onge au camp et les talents culinaires de Raymond Pelletier furent grandement appréciés. Nous ne voudrions passer sous silence le professionnalisme du pilote d'hélicoptère Bruce Tébiscon de Viking Hélicoptère Ltd qui a 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 de la compagnie Alexandair pour la promptitude des services qu'ils nous ont offert.

L'expertise des professeurs Réal Daigneault et Sarah-Janes Barnes de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) fut grandement appréciée. Les discussions engagées lors de leurs visites sur le terrain au cours de l'été 1997 furent des plus stimulantes et ont inspiré à des degrés divers certaines idées exprimées dans ce rapport. Enfin, un grand merci au Dr. K. N. M. Sharma qui nous a particulièrement aidé lors de nos travaux de pétrographie.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches cartographiées dans le cadre du projet Maniyou et traitées dans le présent rapport et dans celui de Chevê *et al.* (1999) 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 et 1997 aux levés préexistants (Jenkins, 1957; Hogan, 1971) et aux données aéromagnétiques permettent de reconnaître cinq grands ensembles géologiques dans la région de Nipisso-Manitou¹. Nous les identifions comme : le Complexe de Canatiche, le Complexe de Maniyou, le Complexe de Matamec, l'Anorthosite de Tortue et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figure 4, feuillets 22I/13 et 22I/14).

Le *Complexe de Canatiche* est un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés,

¹ Pour fin de clarté dans la suite du présent rapport nous référerons au feuillet SNRC 22 I/13 sous le vocable région de Nipisso, au feuillet 22 I/14 sous celui de région de Maniyou et à l'ensemble de ces deux régions sous le vocable de région de Nipisso-Manitou.

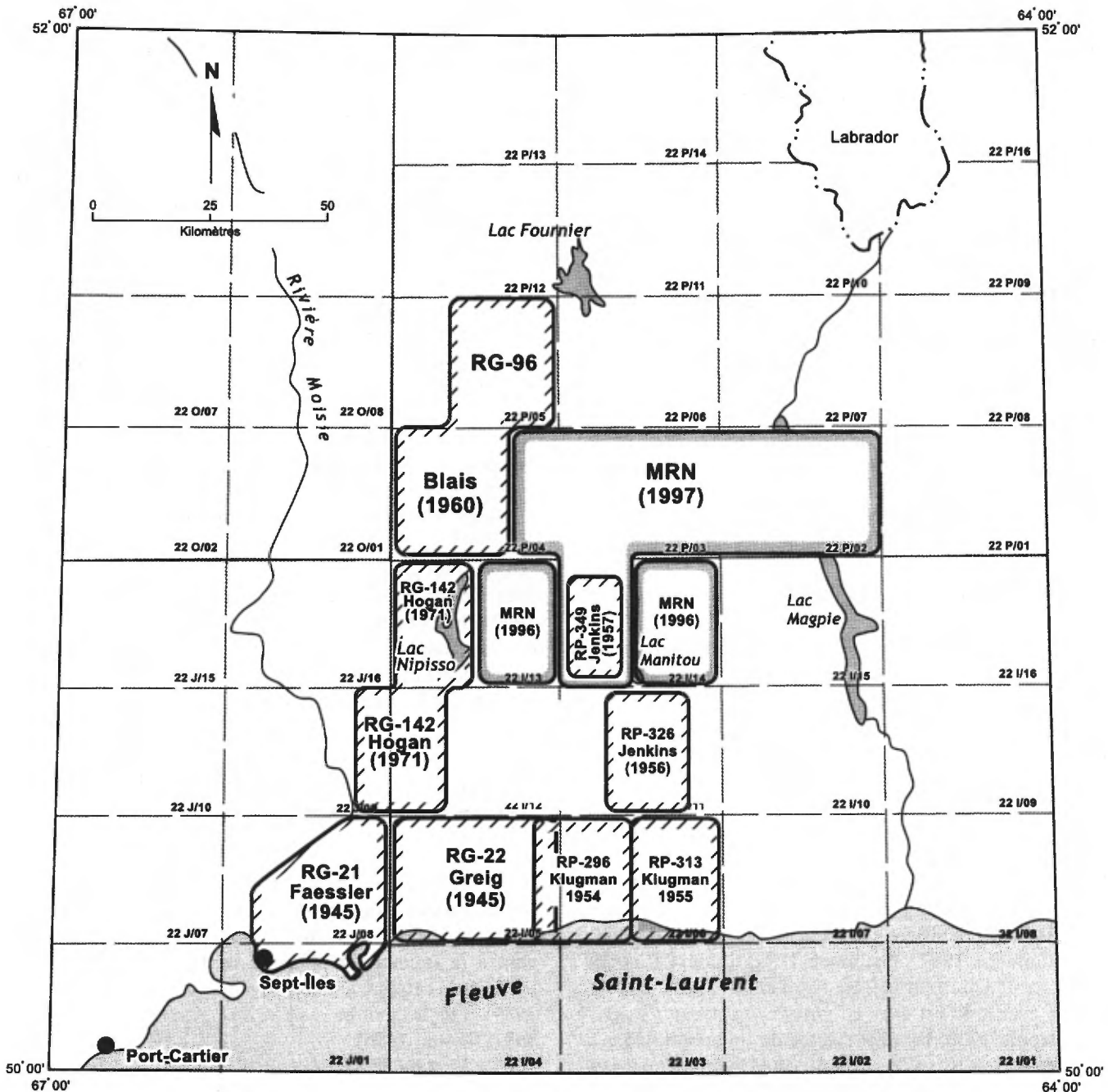


FIGURE 2 - Localisation des travaux antérieurs et en cours (1996 et 1997) dans la région étudiée et les régions adjacentes.

gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillet et des enclaves de roches anorthositiques et/ou gabbroïques et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches calcosilicatées et de formations de fer (Chevé *et al.*, 1997). Dans la région de Nipisso-Manitou nous lui assignons la partie NW du feuillet 22I/13, soit le secteur où Hogan (1971) reconnaît un complexe de migmatite, de gneiss granitique et de paragneiss recoupé intrusivement par du granite à biotite.

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 (à sillimanite et/ou graphite, quartzite et roches calcosilicatées) et de métagabbro et/ou

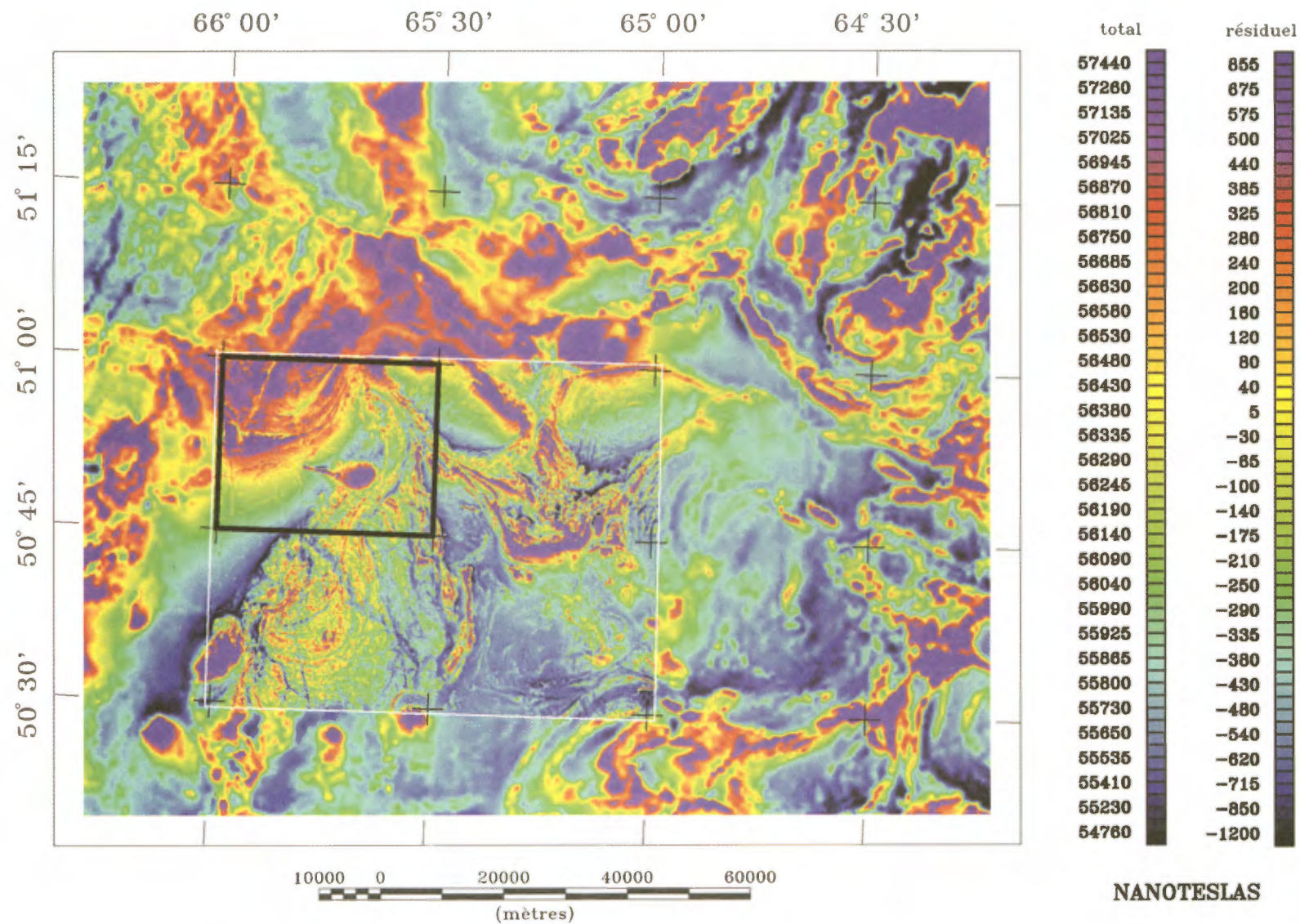


FIGURE 3 – Carte régionale du champ magnétique total résiduel de la région du projet Manitou et localisation du levé magnétique héliporté réalisé par le ministère des Ressources naturelles au cours de l'automne 1996 et de l'hiver 1997 (cadre blanc). Le cadre noir limite le feuillet SNRC (22I/13) couvert par le présent rapport.

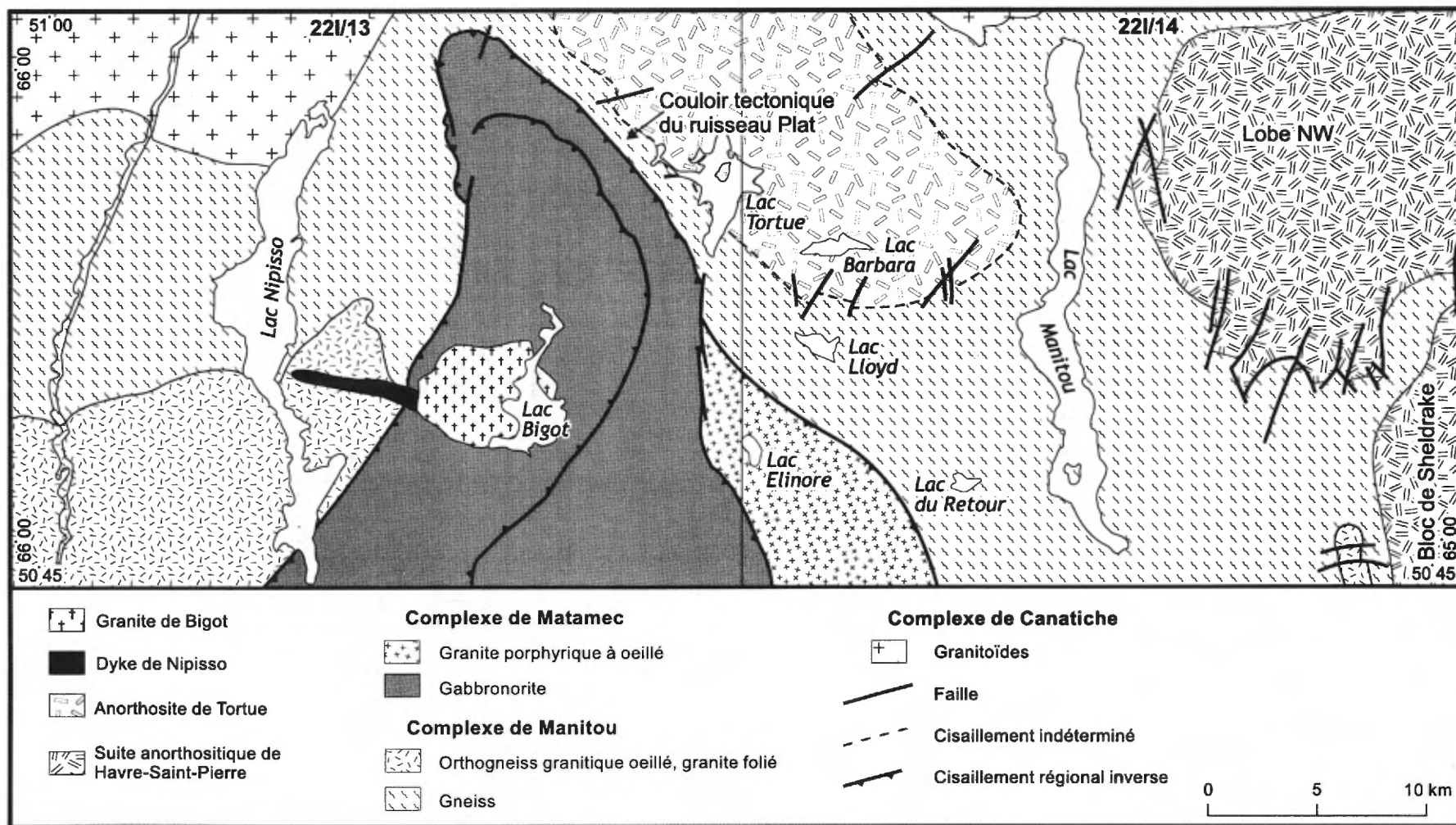


FIGURE 4 – Les grands ensembles géologiques de la région de Nipisso-Manitou. Fond géologique simplifié de la carte accompagnant le présent rapport et celui de Chev   et al. (1999).

amphibolite à pyroxènes. Les unités intrusives 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-cinématiques de composition granitique à tonalitique. Le Complexe de Manitou tel que défini sur le plateau qui domine l'est du lac Manitou (Chevé *et al.*, 1999) peut être suivi, à l'ouest de ce même lac, avec une direction générale E-W puis NW-SE. Aux limites des feuillets 22I/13 et 22I/14, il se pince et se tectonise intensément entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue (couloir tectonique du ruisseau Plat, figure 4). Au-delà, vers l'ouest, sur les terrains cartographiés par Hogan (1971) à l'ouest du lac Nipisso, son attitude devient E-W. Dans ce secteur nous avons incorporé l'unité de gneiss oeilé de Hogan (1971) au Complexe de Manitou.

Toutes les roches du Complexe de Manitou ont atteint des conditions de métamorphisme régional de haut degré. Ces dernières sont au faciès des granulites au pourtour du lac Manitou et ont enregistré une rétrogradation au faciès inférieur des amphibolites dans le pincement entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue. Dans la région du lac Nipisso, les paragenèses rapportées par Hogan (1971) témoignent d'un métamorphisme au faciès des amphibolites, suggérant ainsi un gradient métamorphique croissant d'ouest en est, c'est à dire en se rapprochant de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Le Complexe de Matamec correspond à l'ensemble de roches à hypersthène que Hogan (1971) considérait comme le Groupe de Moisie. Circonscrit grâce à une signature magnétique spécifique et une anomalie gravimétrique positive, le Complexe de Matamec constitue une entité géologique régionale d'environ 70 km d'extension nord-sud et de 40 km de largeur est-ouest dont seule la partie nord est exposée sur les terrains cartographiés dans le cadre du projet Manitou (demie est du feuillet 22I/13). Les relations de terrain qui y ont été observées 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.

Dans le secteur cartographié, le Complexe de Matamec est composé de gabbro à grain fin, de monzonite porphyrique à hypersthène (mangérite), de quelques intrusions de gabbro à olivine et de granite porphyrique à oeilé à phénocristaux de feldspath potassique. Ces roches sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. La foliation de ces roches est d'origine ignée ou tectonique; elle varie en intensité à travers le complexe. Quelques septa de gneiss, d'extension kilométrique et de puissance hectométrique, soulignent localement le tracé d'un cisaillement interne d'importance dont la trace est particulièrement bien mise en évidence par le levé électromagnétique héliporté réalisé pour le ministère des Ressources naturelles au cours de

l'automne 96 et de l'hiver 97 (Dion et Scintrex, 1997c et 1997d). Le dyke de gabbro à olivine du lac Volant auquel sont associées des minéralisations de Cu-Ni-Co, constitue une phase intrusive tardive de ce complexe.

La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre définit sur les cartes synthèses au 1:250 000 de Sharma et Franco (1975) une masse irrégulière amiboïde inscrite dans un polygone d'environ 150 km de diamètre. L'extrémité nord-ouest de cette masse, en partie isolée du corps principal par une profonde et étroite indentation de gneiss du Complexe de Manitou, appartient au territoire que nous avons cartographié. La roche qui le compose est principalement une roche massive à texture protoclastique de composition anorthositique ou leuconoritique qui, en quelques endroits, exhibe un litage magmatique spectaculaire; de la norite, du gabbro et de la troctolite complètent l'assemblage lithologique. Les bordures ouest et sud-ouest sont quant à elles à prédominance de gabbro à olivine et de norite; quelques niveaux de pyroxénite, localement minéralisés, alternent dans des séquences litées avec de l'anorthosite, de la leuconorite et de la norite.

L'Anorthosite de Tortue définit une masse circonscrite ovale, orientée NW-SE, d'environ 250 km² et sise à la limite des feuillets SNRC 22I/13, 22I/14 et 22P/03. Hormis le litage magmatique, l'Anorthosite de Tortue offre dans le secteur cartographié au cours de l'été 1996, des lithologies comparables à celles de la Suite de Havre-Saint-Pierre. Dans ce même secteur, une séquence de gabbro, de pyroxénite et, accessoirement, d'anorthosite et de norite, marquée en plusieurs endroits par un litage et une foliation ignés, a été observée à sa bordure sur environ 500 m de large. Quatre indices minéralisés ont été reconnus dans ce contexte de bordure.

Des intrusions tardives de granite et de nombreux dykes de gabbro à olivine, de gabbro ou de diabase recoupent les unités précédentes. Le Granite de Bigot, circonscrit à une masse circulaire d'environ 5,5 km de diamètre à l'ouest du lac Nipisso, représente la principale des intrusions granitiques cartographiées. Le Granite de Bigot, intrusif dans le gabbro à olivine du Complexe de Matamec, trouve probablement son équivalent lithologique dans le granite à biotite décrit par Hogan (1971) au NW du lac Nipisso.

Un dyke de gabbro à olivine à biotite, le Dyke de Nipisso, orienté WNW, long de 6 km et large de 600 m constitue l'autre élément intrusif d'importance dans le secteur ouest du lac Nipisso. À cet endroit, il recoupe l'unité d'orthogneiss oeilé du Complexe de Manitou et, selon les indications aéromagnétiques, la zone de chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou.

De nombreux dykes mafiques de gabbro, de gabbro à olivine et de diabase, peu ou pas déformés, d'épaisseur décimétrique à métrique, de longueur limitée et d'attitude variable, affleurent à travers l'ensemble des régions cartographiées. Quelques dykes diabasiques offrent, en outre, la particularité d'être accompagnés de matériel granitique.

DESCRIPTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Complexe de Canatiche

Le Complexe de Canatiche constitue un nouveau lithodème introduit suite à la cartographie des feuillets 22P/03 et 22P/04 pour décrire les assises granitiques des terrains situés immédiatement au nord de notre région (Chevé *et al.*, 1997; Gobeil *et al.*, 1997b) et considérés par Blais (1960) comme un ensemble de roches intrusives et métasomatiques anciennes.

Le Complexe de Canatiche fera l'objet d'une description détaillée dans le rapport accompagnant la publication de la carte géologique des feuillets 22P/02, 22P/03 et 22P/04. Tel que nous l'avons défini, le Canatiche constitue un assemblage de granites peu ou pas déformés et de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques englobant des feuillets et des enclaves hectométriques à kilométriques de roches ignées mafiques (anorthosite et gabbro) ou de gneiss variés non granitiques (gneiss à biotite et hornblende, métagabbro, amphibolite, roches calcosilicatées et formation de fer pour les plus représentatives).

La partie ouest du feuillet 22I/13 n'a pas fait l'objet de nouveaux levés dans le cadre du projet Manitou. En conséquence, l'assignation des terrains du NW de la région de Nipisso au Complexe de Canatiche est établie à partir de la signature magnétique régionale (figure 3), des informations livrées par Hogan (1971) et Blais (1960) et de nos travaux de cartographie en 1997 dans les feuillets 22P/04E et 22P/03 (Chevé *et al.*, 1997). Ainsi nous avons regroupé le complexe de migmatite et de gneiss granitique de l'unité 2 de Hogan avec les unités de gneiss ou de migmatite mélangés (2a), de gneiss granitique (2b) et de gneiss œillé (2c) de Blais pour définir l'unité *mpPcan1c* du Complexe de Canatiche. Parallèlement, le granite à hornblende de l'unité 9 de Hogan et l'unité 2d de granite gneissique de Blais sont regroupés pour constituer l'unité *mpPcan1d* de granite folié à gneissique. De même, le granite à biotite de l'unité 10 de Hogan et les différents faciès granitiques de l'unité 4 de Blais constituent l'unité *mpPcan1a* de granite massif peu ou pas déformé. Enfin, les pointements de gabbro (unité 4a) et d'amphibolite (unité 4b) isolés au sein de l'unité 2 de Hogan (1971) ont été affiliés à l'unité *mpPcan3b* de métagabbro et/ou amphibolite. Pour des descriptions détaillées des lithologies impliquées dans ces regroupements, nous référons le lecteur aux rapports géologiques de Blais (1960) et de Hogan (1971). Toutefois, quelques remarques s'imposent.

Le granite à biotite décrit par Hogan (1971) présente minéralogiquement et texturalement des similitudes avec le Granite de Bigot qui sera décrit ultérieurement dans le présent rapport. Tous les deux présentent une susceptibilité

magnétique élevée qui suggère de possibles liens pétrologiques et géochronologiques. Des datations en ce sens sont prévues pour vérifier cette hypothèse. À travers ces similitudes nous devons toutefois relever que le Granite de Bigot définit une masse subcirculaire bien circonscrite alors que la masse granitique à biotite du coin NW du feuillet 22I/13 et son extension au nord (Blais, 1960) présentent des contours plus sinueux et irréguliers qui isolent partiellement ou totalement des bandes de gneiss granitiques ou de migmatites.

De même, des similitudes pétrographiques et texturales existent entre l'unité *mpPcan1d* du Complexe de Canatiche et l'unité *mpPmnt2c* du Complexe de Manitou qui regroupe des roches foliées à gneissiques de composition granitique dans la partie centrale du feuillet 22I/13. Ces roches composées de quartz, de microcline, de plagioclase, de hornblende et de biotite sont le plus souvent linéées et à grain moyen à grossier.

Finalement mentionnons que dans la partie NW de la région de Nipisso, entre les masses de matériel granitique des unités *mpPcan1a* et *mpPcan1d*, les migmatites décrites par Hogan (1971) révèlent une minéralogie et des textures qui permettent d'envisager leur dérivation à partir d'un protolithe gneissique de type Complexe de Manitou.

Complexe de Manitou

Le complexe de Manitou a été défini dans la région du lac Manitou à l'est de la présente carte (Chevé *et al.*, 1999) et ce lithodème fait l'objet d'une description complète dans ce rapport en préparation auquel nous référons le lecteur. Dans la partie orientale de la présente carte, il forme le socle sur lequel chevauche le complexe de Mata-mec. Dans la partie ouest, il forme la plus grande partie du socle rocheux cartographié par Hogan dont entre autres l'unité de paragneiss de type Grenville (unité 1).

UNITÉS GNEISSIQUES

Unité à prédominance de gneiss quartzofeldspathique (*mpPmnt1a*)

Dans le cadre d'un levé géologique au 1:50 000, la mise en carte d'unités lithologiques de puissance métrique et d'extension longitudinale limitée (c'est-à-dire difficilement traçable d'un cheminement à un autre) ne peut se faire sans nuire, le plus souvent, à la clarté de la carte. Pour cela, nous avons introduit dans notre légende une unité non différenciée, l'unité *mpPmnt1a*, qui constitue une synthèse à grande échelle des assemblages lithologiques constituant les unités gneissiques du Complexe de Manitou.

L'unité gneissique *mpPmnt1a* apparaît comme une unité à prédominance de gneiss quartzofeldspathique contenant généralement moins de 15% de minéraux colorés. L'unité contient également des quantités subordonnées sous forme de niveaux de puissance décimétrique à hectométrique et

de continuité longitudinale limitée de gneiss à pyroxènes de l'unité *mpPmnt1b* et de gneiss granitiques de l'unité *mpPmnt1d*, des niveaux mineurs centimétriques à décimétriques de métagabbro ou d'amphibolite de l'unité *mpPmnt1e* et quelques pointements de paragneiss à l'origine des anomalies électromagnétiques « A » et « B » du levé du ministère des Ressources naturelles (figure 5). La composante gneissique de cette unité correspond aux paragneiss de type Grenville de Hogan qu'il a décrit de part et d'autre du lac Nipisso.

Toutes ces roches sont caractérisées par une excellente gneissosité montrant une alternance de lits foncés et de lits pâles qui se définissent par des pourcentages différents de minéraux colorés ou par la présence de lits de mobilisat quartzofeldspathique. La foliation est mise en évidence par l'alignement des lamelles de biotite ou de hornblende lorsqu'ils sont présents ou encore dans les faciès plus déformés par l'étirement des grains de quartz qui, à la limite, forment des rubans.

Le faciès le plus commun est le gneiss quartzofeldspathique contenant généralement moins de 15% de minéraux colorés soit la biotite, la hornblende et/ou les pyroxènes (clinopyroxène et/ou orthopyroxène) avec présence locale de grenat (moins de 5%). Le gneiss quartzofeldspathique est composé de quartz, de plagioclase et de microcline. Il est de couleur rosâtre. La présence plus abondante des minéraux mafiques les uns par rapport aux autres correspond aux différentes lithologies de cet assemblage soit le gneiss à biotite, le gneiss à hornblende ou le gneiss à biotite-hornblende ou hornblende-biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, le zircon et la magnétite.

Le gneiss à quartz, plagioclase et biotite et/ou hornblende est également commun. Il se distingue du précédent par une couleur plutôt blanchâtre. Des gneiss à sillimanite-muscovite-graphite forment des affleurements isolés ou des bandes dans la région. Dans la demie ouest du feuillet, ils sont présents le long de la bordure nord du gneiss oeilé à l'ouest et à l'est du lac Nipisso. Ils donnent d'excellents conducteurs sur le levé électromagnétique effectué par le ministère des Ressources naturelles (figure 5). On en retrouve également juste au nord de la masse de granite folié à gneissique située au nord-ouest du lac Bigot. À cet endroit, ils sont de faible envergure et ne montrent pas de signature électromagnétique. Le gneiss à graphite est de couleur rouille en surface d'intempérisme et gris pâle à gris foncé en surface fraîche. Le liant entre les grains ayant été détruit, la roche se désintègre très facilement. Elle contient du quartz, de la biotite, du plagioclase, du microcline, de la muscovite, du graphite et du grenat. La sillimanite se présente en grappes d'aiguilles très fines ou en cristaux isolés. Les minéraux accessoires sont le zircon et le sphène.

Gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende (*mpPmnt1b*)

Le gneiss à pyroxènes est très commun dans la région avoisinante à l'est (Chevé *et al.*, 1999) de part et d'autre du lac Manitou mais beaucoup plus rare dans la présente région; on en retrouve une unité au NE de 22I/13, entre le Complexe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue. La roche est formée de lits composés d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende verte, de plagioclase, de biotite et de grains d'opacques séparés par des lits clairs composés de quartz, de plagioclase antiperthitique et de clinopyroxène. Les grains de quartz de ces lits clairs sont allongés et prennent l'aspect de rubans. Ce matériel pourrait représenter du matériel felsique injecté dans une roche mafique et transposé par la suite lors de déformations.

Gneiss granitique (*mpPmnt1d*)

Nous avons cartographié une unité de gneiss granitique au NNE du lac Albany. L'examen du levé magnétique nous permet de relier ces gneiss à l'unité de migmatite (unité 2) cartographiée par Hogan entre les lacs Nipisso et Albany à l'ouest et de corréler ces deux unités. Le gneiss granitique est une roche de couleur rosâtre à grain fin à moyen; il est composé de quartz, de microcline, de plagioclase, de hornblende et de biotite et d'un peu de magnétite. La chlorite et l'épidote se développent aux dépens de la biotite et du plagioclase. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le carbonate et le zircon. Le gneiss granitique contient des lits d'amphibolite ou de gabbro.

L'unité de gneiss granitique située près de la bordure nord du Matamec, dans la partie nord de la carte, est fortement déformée et mylonitisée. Le quartz se présente en rubans polycristallins et la taille des autres minéraux, soit les feldspaths et la hornblende, a été considérablement réduite. La biotite se présente en lamelles allongées dans la foliation. La sillimanite et des porphyroclastes d'orthose et de hornblende sont présents par endroits.

Métagabbro norite folié à gneissique (*mpPmnt1e*)

Le métagabbro norite se présente en amas allongés ou en filons-couches de part et d'autre du lac Nipisso et, dans la partie nord-est de la carte, entre l'Anorthosite de Tortue et le Complexe de Matamec. Toutes ces roches montrent une recristallisation très poussée et précèdent donc la déformation régionale.

Le métagabbro norite est une roche dont le grain varie de moyen à grossier; on peut y reconnaître la trace d'une texture ophitique même si la roche est fortement recristallisée. L'orthopyroxène et le clinopyroxène sont présents en

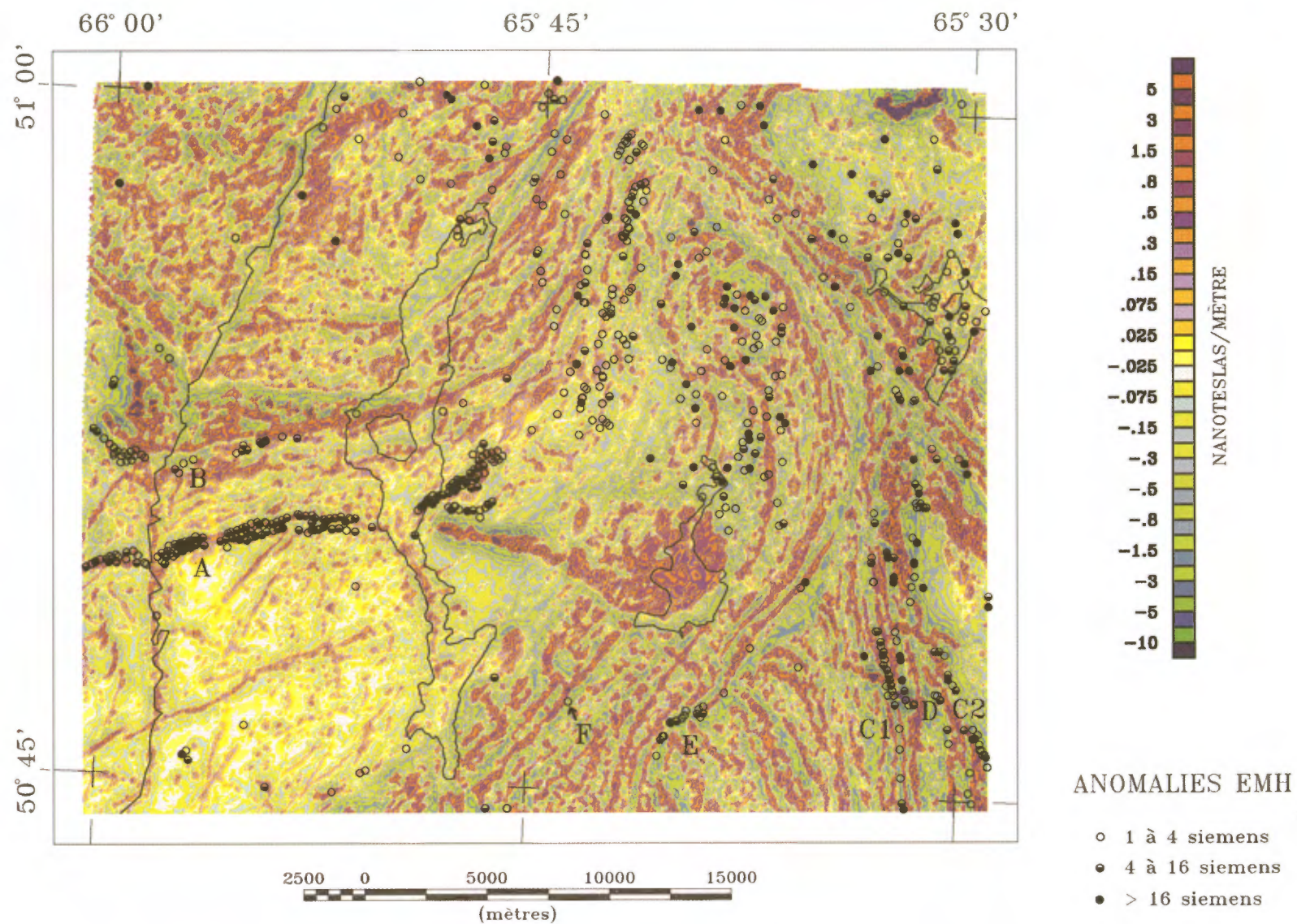


FIGURE 5 – Gradient magnétique vertical calculé et anomalies électromagnétiques de la région de Nipisso (feuillet 22 I/13). Levés de géophysique hélicoptère du ministère des Ressources naturelles du Québec (Dion et Scintrex, 1997c et d, anomalies A, B, C1, C2 etc. = anomalies décrites dans le texte).

quantité variable. Le plus souvent, ils forment le coeur de grains de hornblende verte ou brune qui les remplacent graduellement. Le plagioclase a généralement retenu sa forme originale en lattes mais il est recristallisé en tout ou en partie. Il contient de nombreuses inclusions de pyroxène, de hornblende ou de spinelle. Par endroits, la hornblende montre une texture en passoire et elle est remplie de grains de quartz. La biotite se trouve le plus souvent en agrégats à proximité des opaques ou se forme aux dépens du pyroxène ou de la hornblende. Par endroits, le grenat se développe entre le plagioclase et la hornblende. Hogan rapporte que plusieurs filons-couches au sud du lac Albany contiennent de l'olivine. Nous avons noté également la présence d'olivine sur un affleurement localisé dans le Manitou, entre l'Anorthosite de Tortue et le Matamec, dans la partie nord-est de la carte. Les descriptions microscopiques de Hogan suggèrent des réactions de déséquilibre entre l'olivine et le plagioclase qui ont formé des couronnes d'orthopyroxène et de grenat entre les deux minéraux en déséquilibre.

Les gabbonorites à olivine du Manitou de l'unité *mpPmnt1e* se distinguent de ceux des unités *mpPmnt3c* du Manitou et *mPmat2e* du Matamec par une recristallisation très poussée et la présence de couronnes de grenat dans les premiers alors que, dans les deux autres unités, les couronnes sont sans grenat et caractérisées par de l'orthopyroxène et du clinopyroxène remplis d'inclusions de spinelle entre l'olivine et le plagioclase.

Orthogneiss granitique oeilé (*mpPmnt1f*)

Un gros massif de gneiss granitique oeilé affleure dans la partie sud-ouest de la carte et s'étend vers l'est au-delà du lac Nipisso entre les gneiss quartzofeldspathiques du Manitou et le Complexe de Matamec. Le gneiss oeilé est de couleur rose en général, mais par endroits, il est gris pâle. La granulométrie est fine à grossière. La roche est fortement gneissique et bien recristallisée. Les minéraux essentiels sont le quartz, le microcline, le plagioclase, la biotite et la hornblende. Le microcline se présente en porphyroclastes perthitiques dans une matrice granoblastique constituée de quartz, de microcline et de plagioclase. Les clastes contiennent des inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite. Le quartz se présente en grains suturés et contient des inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase contient des antiperthites en taches et il est séparé par endroits du microcline par une couronne d'albite. La hornblende verte et la biotite se présentent en grappes ou en lentilles orientées dans la foliation. La biotite est postérieure à la hornblende. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le sphène, l'allanite et la magnétite. Le sphène est très abondant et associé à la hornblende verte. Hogan note que le grenat et la hornblende sont abondants dans le gneiss granitique le long de son contact nord avec le gneiss quartzofeldspathique. L'alignement des feldspaths déformés et des yeux de quartz donne une linéation recon-

naissable sur la plupart des affleurements. Le gneiss oeilé est recoupé par des dykes foliés de composition granodioritique constitués de quartz, plagioclase, microcline, biotite et hornblende.

UNITÉ INTRUSIVE FELSIQUE

Granite folié à gneissique (unité *mpPmnt2c*)

À l'est du lac Nipisso, le gneiss granitique oeilé de l'unité *mpPmnt1f* est injecté par un granite à hornblende, folié à gneissique et fortement linéé (unité *mpPmnt2c*). C'est une roche à grain moyen à grossier composée de microcline perthitique, de plagioclase, de quartz, de hornblende et de biotite qui remplace la hornblende. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et la magnétite. Cette unité granitique montre des similitudes avec l'unité *mpPcan1d* du Complexe de Canatatiche telle que nous l'avons définie antérieurement à partir des travaux de Hogan (1971) et de Blais (1960).

UNITÉS INTRUSIVES MAFIQUES À ULTRAMAFIQUES (unités *mpPmnt3b* et *mpPmnt3c*)

Quelques intrusions de leuconorite, de norite, d'anorthosite, de gabbonorite localement à olivine et de pyroxénite (unité *mpPmnt3c*) à grain moyen à grossier se retrouvent dans la frange de roches du Manitou qui marque la limite entre le Matamec et l'Anorthosite de Tortue dans le secteur du lac Tortue. Ces roches sont composées d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase. Les pyroxènes sont transformés à divers degrés en hornblende brune. Ces roches sont semblables aux faciès de même composition que l'on retrouve associés aux anorthosites. Elles se présentent en lentilles ou en amandes qui sont moulées par la foliation mylonitique qui caractérise la plupart des lithologies dans ce secteur. Dans la même région et dans le même contexte structural, on retrouve des métagabbros et des amphibolites (unité *mpPmnt3b*) qui pourraient être corrélés aux gneiss à pyroxènes de l'unité *mpPmnt1b* ou au métagabbonorite de l'unité *mPmat2a* du Matamec.

Complexe de Matamec

Hogan réfère au groupe de Moisie l'assemblage de roches à hypersthène que l'on retrouve à l'est du lac Nipisso et qui s'étend vers le sud de part et d'autre du cours moyen et supérieur de la rivière Matamec. Cet assemblage tel que suggéré par Hogan est justifié mais ne répond pas aux normes du code stratigraphique actuellement en vigueur. C'est pourquoi, nous suggérons de remplacer l'appellation de groupe de Moisie par celle de Complexe de Matamec pour désigner cet ensemble dominé par des roches ignées mafiques.

L'assemblage possède une signature magnétique caractéristique qui permet de l'individualiser sur la carte aéro-

L'assemblage possède une signature magnétique caractéristique qui permet de l'individualiser sur la carte aéromagnétique. Celle-ci est accompagnée d'une anomalie gravimétrique positive (figure 6). Dans le secteur cartographié, le Complexe de Matamec est constitué d'un gabbro-norite métamorphisé, de quelques bandes de gneiss ou de paragneiss et des intrusions de monzonite porphyrique à pyroxènes, de monzonite quartzifère porphyrique à pyroxènes et de granite porphyrique mégacristique faiblement à fortement déformés. Des observations de terrain suggèrent localement que le gabbro-norite et les monzonites constituent des magmas qui se sont mis en place simultanément « *net veining* ». D'autres observations, telles la présence d'enclaves de métagabbro-norite dans les monzonites ou les granites suggèrent que le métagabbro-norite soit plus vieux que les monzonites ou les granites.

Enfin, le Matamec contient quelques intrusions tardives de gabbro-norite ou de gabbro-norite coronitique à olivine.

UNITÉS GNEISSIQUES

Gneiss variés (unité mPmat1a)

Ces faciès sont peu communs dans le Matamec. Les affleurements de gneiss sont caractérisés par une alternance de lits felsiques généralement rosâtres et de lits foncés dont l'aspect rappelle le gabbro-norite. L'examen plus approfondi de ces gneiss permet de constater que ces roches tirent leur origine de monzonite ou de granite porphyrique et de métagabbro-norite intensément déformés et mylonitisés. L'examen de lames minces permet de confirmer cette hypothèse. Le levé géophysique, effectué par le ministère des Ressources naturelles suite à la découverte de l'indice du lac Volant en 1996, a mis en évidence à l'intérieur du Matamec une discontinuité majeure représentée par un

écran de gneiss (figure 5). Les lithologies associées à cette discontinuité sont des gneiss quartziques à plagioclase et grenat, des gneiss quartzofeldspathiques à grenat ou encore des gneiss à pyroxènes. Toutes ces roches sont en général très déformées. Dans la partie sud-est de la carte, le levé électromagnétique a relevé quelques conducteurs intraformationnels (anomalies C1 et C2 de la figure 5). L'un d'eux a été visité et correspond à un gneiss quartzofeldspathique très riche en graphite. L'origine de ces roches demeure incertaine à savoir si elles sont d'origine sédimentaire ou si elles ne constituent pas tout simplement des tectonites.

Brèche hétérolithique gneissique (mPmat1b)

La discontinuité mise en évidence dans le Matamec par la géophysique a pu constituer un site favorable à la circulation de magmas et pourrait expliquer la présence de brèches hétérolithiques gneissiques à matrice gneissique grenatifère le long de cette structure. Quelques anomalies électromagnétiques accompagnent cette zone (anomalies E de la figure 5).

UNITÉS INTRUSIVES

Gabbro-norite métamorphisé (mPmat2a)

Le gabbro-norite est de loin la lithologie la plus abondante dans le Complexe de Matamec. Le gabbro-norite se présente en grands affleurements homogènes ou encore en feuillets séparés par des filons de monzonite ou de granite, en particulier sur la rive sud du lac Bigot ou un peu partout dans la région plus au sud.

Les affleurements de gabbro-norite contiennent presque invariablement de petits filonets ou veinules millimétriques noires-verdâtres de hornblende, plus résistants à l'éro-

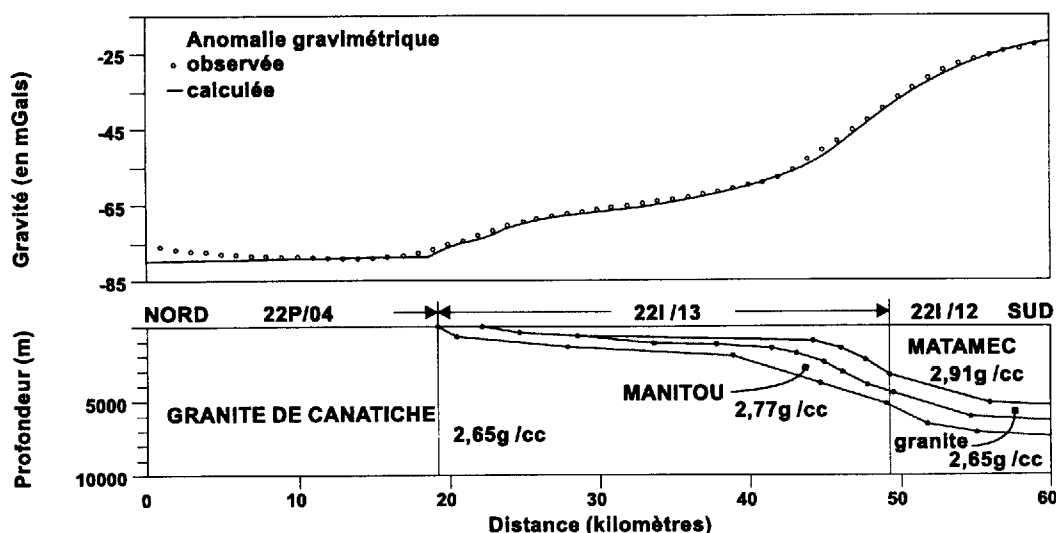


FIGURE 6 – Modélisation gravimétrique selon un profil nord-sud, au-dessus du Complexe de Matamec (feuille 22I/13).

sion, qui aident souvent à identifier cette lithologie sur le terrain. Le gabbro-norite typique est une roche de couleur grisâtre, parfois brun-rouille, de granulométrie fine à moyenne. Il montre une texture typique grenue (poivre et sel) d'origine métamorphique même si parfois il a conservé une texture ophitique primaire. Il est composé de plagioclase, d'hypersthène et d'augite. Ces derniers contiennent par endroits des inclusions métalliques. Ces trois minéraux coexistent dans des proportions variables. On retrouve par endroits des phénocristaux d'orthose perthitique entourés de myrmékites. Le gabbro-norite est souvent retrométamorphisé. Les pyroxènes sont transformés en hornblende verte et, par endroits, le grenat se développe entre le plagioclase et les minéraux mafiques. La hornblende se présente en taches ou en couronnes autour des pyroxènes ou encore en grains bien individualisés. Lorsque le pyroxène est totalement retromorphisé, il est remplacé par une hornblende vert pâle au centre et plus foncée en bordure, phénomène qui peut représenter une variation compositionnelle du pyroxène originel. Par endroits, la hornblende montre une texture en passoire remplie de globules de quartz. La biotite a germé ou a attaqué le pyroxène ou la hornblende directement.

Le gabbro-norite comprend souvent des amas leucocrates de granulométrie plus grossière qui représentent des amorce de fusions.

Monzonite porphyrique à hypersthène (mangérite; mPmat2c)

Les monzonites porphyriques sont intimement liées au gabbro-norite métamorphisé. On les retrouve principalement dans la demie sud de la carte alors que leur présence est beaucoup plus éparse dans la partie nord. Sur la rive sud du lac Bigot, on la retrouve en feuillets métriques à décimétriques qui alternent avec le gabbro-norite. La monzonite forme des masses d'envergure kilométrique mais le plus souvent elle forme des amas irréguliers de faible dimension. Certaines observations laissent croire que les magmas gabbro-noritiques et monzonitiques peuvent être contemporains mais on retrouve également par endroits des enclaves de gabbro-norite dans la monzonite.

Les affleurements de monzonite montrent une patine d'altération plutôt blanchâtre et la roche est brun verdâtre en cassure fraîche. La monzonite est composée de quartz, d'orthose mésoperthitique en taches ou en billes et de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'un peu d'opacités. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. Les phénocristaux d'orthose et de plagioclase sont contenus dans une matrice plus fine composée de grains de plagioclase et d'orthose. Le quartz se présente en grains aux bordures suturées ou encore en rubans. On peut voir de fines bordures de hornblende verte aux pourtours de pyroxènes. L'orthopyroxène est souvent caractérisé par le développement d'agrégats jaunes d'iddingsite, de biotite et de carbonate. Les plagioclases sont souvent séparés du

feldspath potassique par un liséré d'albite ou par des myrmékites. Les phénomènes de retromorphose dans ces roches sont communs; ils sont caractérisés par le développement de hornblende, de biotite, de grenat, de séricite et de chlorite.

La monzonite montre des variations compositionnelles. Certaines variétés sont particulièrement riches en pyroxènes et plus pauvres en quartz. D'autres présentent très peu de minéraux mafiques et sont riches en quartz. Nous croyons que toutes ces variétés ne sont que des faciès qui sont tous reliés cogénétiquement.

Granite à biotite et hornblende, porphyrique à oeillé (mPmat2d)

Le granite porphyrique est intimement associé au gabbro-norite et à la monzonite du Complexe de Matamec. Il affleure en plusieurs endroits dans la demie sud du Complexe de Matamec mais particulièrement sur les deux rives du lac du Bouleau et à l'est du linéament NNE associé à l'indice du lac Volant (voir carte). Dans ce secteur, il est particulièrement déformé et il forme le plus souvent un granite oeillé. Le granite porphyrique est composé de phénocristaux centimétriques d'orthose mésoperthitique, de plagioclase et de grains de quartz suturés dans une matrice plus fine de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite. Le plagioclase est saussuritisé à divers degrés. La biotite se présente en grains ou encore en amas fibrolitiques; elle est généralement associée aux minéraux opaques. On remarque également des traces d'orthopyroxène mais généralement ce dernier est complètement transformé en minéraux jaunâtres (iddingsite) typiques de l'altération de l'orthopyroxène. La biotite quant à elle est transformée, à divers degrés, en chlorite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite et le zircon.

Dans la partie sud-ouest du feuillet 22I/14 et dans la partie sud-est du présent feuillet, il est possible d'individualiser, en raison de sa signature magnétique faible par rapport à son entourage, une masse de roche faiblement foliée, porphyrique à oeillée, semblable à celle que nous venons de décrire. Les bordures de cette masse sont caractérisées par des phénomènes de déformation exprimés par une gneissosité ou une mylonitisation.

La roche est de couleur rosâtre. Elle est composée de quartz, de microcline, de plagioclase, de hornblende, de biotite, de grenat et de minéraux opaques. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'allanite et l'apatite. Le quartz se présente en plages; le microcline et le plagioclase forment des porphyroclastes dans une matrice granoblastique constituée de minéraux de même composition. Les couronnes d'albite entourant le microcline sont communes. Le grenat se développe entre les minéraux mafiques et le plagioclase. La biotite se développe au dépens de la hornblende; elle forme des couronnes ou des taches autour de celle-ci; par endroits, elle contient des inclusions de hornblende.

Unité mixte de gabbonorite et de monzonite et/ou de granite (mPmat2b)

Cette unité mixte est constituée des trois principales lithologies qui caractérisent le Complexe de Matamec en proportions à peu près égales.

Gabbonorite à olivine coronitique (mPmat2e)

Le gabbonorite à olivine coronitique forme de petites intrusions de dimension kilométrique qui recoupent les roches du Complexe de Matamec. Les affleurements sont typiquement reconnaissables par leur croûte d'altération de couleur rouille reliée à la présence de l'olivine. C'est une roche peu ou pas déformée dans laquelle on retrouve des enclaves de gabbonorite métamorphisée ou de gneiss granulitique.

Le gabbonorite à olivine coronitique est constitué originellement d'olivine et ou d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de plagioclase et de minéraux opaques. Des couronnes de réaction de déséquilibre se sont développées entre les minéraux mafiques ou les opaques d'une part et le plagioclase d'autre part. Dans les couronnes les mieux développées, l'olivine est séparée du plagioclase par des couronnes successives d'orthopyroxène et de clinopyroxène avec ou sans inclusions d'hercynite. Les opaques sont séparés du plagioclase par des couronnes de hornblende brune et de biotite.

Les cristaux d'olivine montrent des bordures de corrosion en forme de feuilles de gui. L'olivine est généralement fraîche mais par endroits, elle est transformée en iddingsite. Les clinopyroxènes se présentent en cristaux nébuleux. Ils ne montrent pas ou très peu de couronnes de réaction lorsqu'ils sont en contact avec le plagioclase. Ils sont séparés de l'olivine par une couronne d'orthopyroxène. Les couronnes d'orthopyroxène se présentent en grains qui ont poussé de façon radiale par rapport au contact avec l'olivine. Les couronnes d'orthopyroxène ou de clinopyroxène contiennent des inclusions d'hercynite qui se présentent en symplectites ou en petits grains lorsque le pyroxène est recristallisé. Par endroits, une frange d'amphibole verdâtre s'insère entre le clinopyroxène et le plagioclase. Le plagioclase contient de petits bâtonnets d'hercynite développés de façon parallèle à des directions cristallographiques. Lorsque le plagioclase est recristallisé, les grains d'hercynite se développent aux jonctions des grains de plagioclase. La proportion de minéraux mafiques dans ces roches est très variable; le faciès gabbonoritique à olivine est le plus commun mais certaines variétés sont de véritables roches ultramafiques.

Gabbonorite du lac Volant

Le gabbonorite porteur de la minéralisation du lac Volant, souligné par l'anomalie électromagnétique « F » de la figure 5, est composé de plagioclase, d'orthopyroxène, de

clinopyroxène (en partie pigeonite), de hornblende verte et d'amphibole verte (actinote ?), de biotite brun-rouge, d'apatite et, localement, de quartz, d'orthose (sanidine ?) et de myrmékite. L'ilménite est l'oxyde le plus commun; la magnétite l'accompagne sporadiquement. Mégascopiquement, les plagioclases montrent une couleur gris violacé caractéristique. Microscopiquement, les cristaux de plagioclase sont généralement équidimensionnels et forment une mosaïque de grains maclés à extinction roulante et partiellement suturés. Le plagioclase a un aspect nébuleux et est entouré d'une mince auréole de plagioclase (albite ?) limpide; il est très localement scapolitisé en bordure. L'orthopyroxène montre des degrés divers d'ouraltisation. Le clinopyroxène finement maclé est partiellement remplacé par de la hornblende. On observe des agrégats irréguliers, submillimétriques à millimétriques, de grains d'ilménite poecilites entourés de biotite brun rougeâtre, de hornblende, de plagioclase limpide, d'apatite, de quartz et de feldspath potassique; nous les interprétons comme le résultat de la cristallisation d'un liquide final évolué.

Le Complexe de Matamec constitue une nappe d'envergure régionale transportée sur le Complexe gneissique de Manitou. Cette écaille est ceinturée par des mylonites qui forment une zone de cisaillement ductile limitrophe, comme en témoignent la déformation et les indicateurs cinématiques qu'on y observe. La faille de Matamec est une mylonite de haute température. Les lithologies sont caractérisées par la présence de rubans de quartz polycristallins et par la présence d'orthose mésoperthitique. La roche est également très recristallisée et le grain de la roche a été très réduit. Près de la zone de tectonite, le gabbonorite est typiquement transformé en gabbro amphibolitique, folié ou schisteux. L'interdigitation de monzonite et de gabbonorite produit des gneiss droits caractérisés par la présence de lits mafiques et de lits felsiques qui contiennent par endroits des porphyroclastes de feldspaths conservés de la monzonite.

Anorthosite de Tortue

L'Anorthosite de Tortue affleure dans la partie nord-est de la carte. Elle s'étend du nord-ouest du lac Tortue, à l'ouest, jusqu'à la limite ouest du lac Manitou, à l'est (Chevé *et al.*, 1999). Son expression physiographique correspond au plus haut pallier du Plateau laurentien dans la région. Une grande partie du massif de Tortue est constituée de sommets complètement dénudés de toute végétation séparés par des vallées faiblement boisées.

L'Anorthosite de Tortue forme une masse de forme ovale de 25 km de longueur par 10 km de largeur. Ses limites sont facilement définies sur une carte aéromagnétique car elle correspond à une dépression magnétique. Dans le secteur cartographié, nous l'avons divisée en deux unités; une première unité est non différenciée (*mPtor1*) et se compose d'anorthosite, de leuconorite, et en moindre quantité, de norite et de gabbro. La seconde unité (*mPtor2*), en bordure

du massif, forme une zone à dominance de leuconorite avec accessoirement de l'anorthosite, de la norite, du gabbro et de la pyroxénite; on y retrouve également quelques pointements à litage primaire, décimétrique à métrique, de leuconorite, de norite, d'anorthosite et de pyroxénite; cette unité a été observée sur environ 500 m de large le long de la bordure ouest du massif. Quatre indices minéralisés y ont été reconnus; ils sont décrits dans le chapitre traitant de la «Géologie économique».

UNITÉ NON DIFFÉRENCIÉE D'ANORTHOSITE ET DE LEUCONORITE (mPtor1)

Cette unité est constituée d'injections multiples d'anorthosite, de leuconorite et, en moindres quantités, de norite et de gabbro. L'anorthosite constitue le faciès le plus commun. C'est une roche de couleur grise ou blanchâtre en surface d'intempérisme, de granulométrie moyenne à très grossière. Elle est massive à faiblement foliée. La foliation est exprimée par l'alignement des plagioclases ou l'étirement des pyroxènes. L'anorthosite est une roche très grenue, formée de cristaux pluricentimétriques de plagioclase. Elle peut contenir jusqu'à 10% de pyroxène et un peu de minéraux opaques soit la magnétite ou l'ilménite. Le plus souvent le pyroxène est un orthopyroxène qui montre un pléochroïsme brun saumonné. On retrouve également le clinopyroxène toujours en quantité subordonnée par rapport au premier. Le développement de couronnes entre le pyroxène et les plagioclases est beaucoup moins commun que dans la Suite de Havre-Saint-Pierre à l'est. Dans ce cas-ci, l'orthopyroxène n'est généralement entouré que d'un mince film verdâtre constitué de petits grains de pyroxènes plus ou moins transformés en hornblende et biotite. L'anorthosite non déformée est une roche sombre, noire ou gris-noir; dans le secteur cartographié, ce faciès est relativement rare; le plus souvent, l'anorthosite est déformée et c'est ce faciès que l'on rencontre un peu partout à l'intérieur du massif. Les plagioclases et les pyroxènes réagissent différemment à la déformation. Les pyroxènes semblent réagir de façon ductile et se transforment en lentilles étirées le long de la foliation tandis que le plagioclase réagit de façon cassante et recrystallise en grains granoblastiques polygonaux ne laissant dans la roche que des résidus de plagioclase magmatique (porphyroclastes). Sur le terrain, on peut observer tous les intermédiaires entre une anorthosite non déformée et une anorthosite fortement cataclasée à texture saccharoïde. Les premiers stades de déformation se traduisent par le développement d'un film de plagioclase recrystallisé blanchâtre entourant les cristaux de plagioclases originaux de couleur gris foncé. A mesure que la déformation progresse, la quantité de plagioclase recrystallisé devient de plus en plus importante et seulement quelques cristaux de plagioclase originaux subsistent. En lame mince, on peut voir une texture en mortiers qui se superpose à la texture granoblastique et qui

se développe à la bordure des grains de plagioclase pour former des micrograins souvent séricitisés.

Les cristaux primaires de plagioclase sont généralement dépourvus de toute inclusion mais, par endroits, ils sont farcis de petits grains ou microcristaux de pyroxène ou de spinelle. Ces derniers recrystallisent en grains irréguliers plus grossiers localisés aux points triples des grains de plagioclases cataclasés et recrystallisés. Des couronnes de grenat en grains polygonaux se développent entre les minéraux opaques et le plagioclase, entre les opaques et les pyroxènes ou entre les pyroxènes et les plagioclases. Ailleurs, les minéraux opaques sont séparés du plagioclase par un agrégat de hornblende verte, de biotite et de grenat. Le pyroxène se présente à l'occasion en mégacristaux brun-rouille en surface d'intempérisme mais, le plus souvent, il se présente en amas interstitiels qui épousent la forme des plagioclases qui l'entourent. La circulation de fluides aqueux est marquée par le développement de hornblende et de biotite et de séricite. Ce phénomène est relativement commun dans la région. Par endroits, le rétro-morphisme est plus poussé et on peut voir le développement d'épidote idiomorphe, de chlorite, de séricite et parfois de carbonate aux pourtours des grains de plagioclase; il est possible que ce rétro-morphisme soit associé à la formation de la texture en mortier qui se superpose à la texture granoblastique polygonale. Localement, l'ajout de silice est marqué par le développement de myrmékites de quartz dans le plagioclase.

La norite, la leuconorite et le gabbro présentent les mêmes assemblages minéralogiques mais dans les proportions qui caractérisent chacun de ces faciès dans la classification de Streckeisen (1976). Les mêmes textures, structures et minéraux de rétro-morphisme que nous avons décrits dans les anorthosites sont également présents dans ces lithologies.

ZONE DE BORDURE (mPtor2)

La zone de bordure de l'Anorthosite de Tortue est composée principalement de leuconorite avec accessoirement de l'anorthosite, de la norite, du gabbro et de l'orthopyroxénite. Elle est marquée localement par un litage et une foliation d'origine ignée. Outre les pyroxénites, les différents faciès de cette unité sont identiques aux mêmes que l'on retrouve ailleurs dans le massif.

Les niveaux d'orthopyroxénite peuvent atteindre une épaisseur de 2,5 m. Les meilleurs affleurements se retrouvent sur la rive ouest du lac Tortue associés à des indices minéralisés. L'orthopyroxénite est constituée presque exclusivement d'orthopyroxènes à pléochroïsme brun saumonné qui sont remplis d'inclusions métalliques brunes (inclusions de Schiller). L'orthopyroxénite est composée à 95% d'orthopyroxène, le reste étant un peu de hornblende verte, des minéraux opaques et des traces de plagioclase. Les orthopyroxènes se présentent en porphyroclastes rem-

plis d'inclusions de Schiller dans une matrice d'orthopyroxènes granoblastiques d'origine métamorphique, dépourvus d'inclusions de Schiller.

Unités intrusives tardives

DYKE DE NIPISSO (gabbro-norite massif et ophitique, à biotite; mPnps)

Un gros dyke de gabbro-norite orienté ESE et facilement individualisé sur le levé magnétique de la figure 5 recoupe le Complexe igné de Matamec et les gneiss du Complexe de Manitou, à l'ouest du Granite de Bigot. Ce dernier le recoupe vraisemblablement à son extrémité ESE. D'autres dykes de dimensions moins grandes, mais de même orientation et aussi intensément magnétiques (figure 5), affleurent dans l'extension ESE du Dyke de Nipisso dans la partie est de la carte. C'est dans l'un de ceux-ci que Mines d'Or Virginia a intersecté une zone de sulfures disséminés qui a donné 0,14% Cu et 0,13% Ni sur 200 m (unité identifiée I3Q,1x sur la carte; point D sur la figure 5).

Le dyke de Nipisso est une roche de granulométrie grossière, de couleur gris pourpre, massive, qui montre une texture ophitique ou parfois fluidale. La roche est composée de bâtonnets centimétriques de plagioclase antiperthitique, d'aspect trouble et qui renferment des micro-inclusions de matériel opaque. Lorsque recristallisés, les grains sont séparés par une couronne de plagioclase plus clair. Les autres minéraux leucocrates sont le quartz et le feldspath mésopertitique en faible quantité. Les minéraux mafiques sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la hornblende verte, la biotite et les minéraux opaques. L'orthopyroxène est maclé par endroits; il montre un pléochroïsme brun saumonné et il est semi-opaque. Le clinopyroxène affiche un pléochroïsme vert clair. La biotite se présente en gros grains bien individualisés ou en couronnes autour de la magnétite. Elle pousse également à l'intérieur des cristaux de pyroxènes. Les pyroxènes, la biotite et le plagioclase englobent des grains idiomorphes d'apatite et la roche contient quelques zircons. La hornblende verte se développe en bordure des pyroxènes ou germe à l'intérieur de ceux-ci. Lorsque le pyroxène est complètement transformé en hornblende verte, cette dernière montre une texture en passoire remplie de petites inclusions de quartz.

GRANITE DE BIGOT (mPbig)

Le Granite de Bigot affleure autour de la partie centrale du lac Bigot, les parties nord et sud étant occupées par le Complexe de Matamec. La présence d'une faible quantité de magnétite lui confère une signature magnétique remarquable. C'est une roche massive, sans déformation excepté près de sa bordure où l'on remarque également des enclaves des différentes lithologies du Complexe de Matamec; ce dernier est injecté de nombreux dykes issus de la masse

principale de granite. C'est une roche de couleur rose en surface altérée et fraîche.

Le Granite de Bigot est composé de phénocristaux centimétriques de microcline perthitique en plages ou en veinules, de plagioclase zoné, de quartz et de biotite parfois transformée en chlorite. Des myrmékites se développent entre le plagioclase et le microcline. Parmi les minéraux accessoires, on note le sphène, le zircon, l'apatite et l'allanite.

DYKES MAFIQUES DIABASIQUES

Plusieurs petits dykes de diabase recoupent les lithologies précédentes ici et là dans la région. Ce sont des roches grisâtres en surface d'intempérisme et noires en surface fraîche. Elles sont en général à grains très fins mais, localement, elles sont plus grossières et contiennent des bâtonnets de plagioclase qui peuvent atteindre quelques millimètres. Elles sont composées de plagioclase en bâtonnets ou en grains plutôt trapus et troubles et de pyroxènes euédriques transformés en hornblende, en biotite et chlorite. La matrice est composée de petits grains de plagioclase, de pyroxènes, de biotite et de minéraux opaques.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les éléments de géologie structurale présentés dans le présent chapitre intègrent les données recueillies sur les feuillets 22I/13 et 22I/14 par les équipes du Ministère du projet Manitou, par Hogan (1971) sur la demie ouest du feuillet 22I/13 et par Daigneault (1998). La discussion et la synthèse que nous en faisons est commune à notre rapport et à celui de Chev   *et al.* (1999); seuls quelques points témoignent de particularités locales inhérentes à l'une ou l'autre région.

L'absence d'horizons stratigraphiques repères alliée au 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 cheminement, le traitement des données géophysiques aéroportées récentes (Dion et Scintrex, 1997b et 1997d) et l'interprétation des photos aériennes et satellitaires 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.

Dans le présent chapitre, les principaux éléments structuraux sont décrits, analysés et, finalement, interprétés relativement les uns par rapport aux autres en terme d'événements de déformation. Les relations temporelles de ces derniers avec les événements métamorphiques et ignés sont discutées plus amplement dans le cadre de l'histoire

géologique de la région de Nipisso-Manitou qui sera développée au chapitre sur la « Géologie historique ».

Éléments analysés

À l'exception d'entités géologiques spatialement limitées tels le Dyke de Nipisso, les dykes de diabase et les intrusions granitiques tardives (Granite de Bigot et quelques petites intrusions et dykes dans le secteur du lac Manitou), toutes les roches de la région de Nipisso-Manitou 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 lithologiques que nous avons reconnus dans la région de Nipisso-Manitou, à l'exclusion du Complexe de Matamec qui fera l'objet d'une analyse particulière.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE MANITOU

Éléments planaires

Aucune structure primaire S_0 n'a été décelée dans les différentes unités lithologiques du Complexe de Manitou. La principale structure planaire dans la région de Nipisso-Manitou est représentée par une foliation minérale pénétrative S_1 qui est communément accompagnée par la gneissosité G_1 . La *foliation* est définie essentiellement par la composante mafique de la roche hôte. Elle se manifeste par l'orientation préférentielle de quantités variables de biotite, de hornblende verte, de clinopyroxène et d'orthopyroxène auxquels s'associent communément le grenat, le sphène et des minéraux opaques. La *gneissosité* se traduit à l'affleurement par une alternance plus ou moins régulière, centimétrique à décimétrique, de bandes foliées de teinte sombre, riches en minéraux ferromagnésiens et de bandes quartzofeldspathiques claires, blanches, grises ou rosées.

Si la foliation est persistante à travers l'ensemble des lithologies du Complexe de Manitou, la gneissosité, quant à elle, est l'objet de variations locales et régionales. La région du lac Manitou (feuille 22I/14) est le témoin de telles variations. Dans cette région, plus particulièrement au SSE de l'Anorthosite de Tortue et, à l'est du lac Manitou, dans le secteur traversé par la Petite rivière Manitou, les gneiss témoignent d'une déformation de grande intensité en adoptant une structure planaire régulière et continue qui en font de véritables gneiss droits. La foliation perd de sa continuité et se caractérise surtout par une structure en trait « *streaky* » plutôt que laminée. Parallèlement, les grains de quartz s'étirent, s'égrainent, recristallisent sous forme de rubans et prennent communément une teinte bleutée. Ces modifications s'intensifient vers l'ouest, à la limite des feuilles 22 I/13 et 22 I/14, pour donner nettement une structure mylonitique dans le couloir tectonique du ruis-

seau Plat qui pince le Complexe de Manitou, entre l'Anorthosite de Tortue et le Complexe de Matamec (figure 4).

À l'exception de la petite masse de granite massif (unité *mpPmnt2g*) de la rive ouest du lac Manitou (22I/14), la foliation S_1 est l'élément planaire dominant des unités intrusives felsiques du Complexe de Manitou. Dans ces lithologies aux minéraux mafiques peu abondants, la foliation est discrète et se matérialise communément par un fin liseré d'extension longitudinale centimétrique à décimétrique. Le développement de la gneissosité est local et surtout matérialisé à la périphérie des amas intrusifs.

Des plis intrafoliaux démembrés, sans racine, sont observés en quelques endroits, particulièrement dans les unités à prédominance de gneiss quartzofeldspathique (*mpPmnt1a*) et de gneiss à pyroxènes et hornblende (*mpPmnt1b*). Dans ces unités, les plis intrafoliaux sont caractérisés par des charnières isolées de plis semblables ou de plis concentriques très serrés montrant des épaississements dans les charnières (charnières de type 1C) et développés à la faveur de niveaux amphibolitiques de puissance centimétrique à décimétrique. La présence de petits segments rectilignes et fuselés d'amphibolite et la concentration de fines lamines de minéraux mafiques dans l'environnement immédiat de ces charnières témoignent du boudinage et de l'étirement extrême des flancs du pli initial et de leur parallélisme avec la foliation et la gneissosité G_1 régionale. Quelques affleurements permettent d'identifier la présence d'une foliation minérale F_2 confondue avec la surface axiale des charnières de plis intrafoliaux. En raison de l'amplitude et de la longueur d'onde limitée, probablement métrique, du plissement suggéré à l'affleurement, il semble donc que ces charnières isolées soient les vestiges de plis parasites d'une déformation plicative P_2 . L'absence de niveaux lithologiques repères, ne permet pas d'identifier des structures régionales P_2 . Toutefois, à partir de la dispersion régionale des sites d'observation des structures précédemment décrites, nous pouvons postuler qu'il s'agit d'un événement déformationnel qui affecte l'ensemble de la région Nipisso-Manitou.

Éléments linéaires

Trois types de linéations caractérisent les ensembles foliés et gneissiques du Complexe de Manitou. La gneissosité supporte une *linéation minérale*, formée par la cristallisation tectono-métamorphique orientée de minéraux prismatiques tels la hornblende et le pyroxène. Cette linéation minérale persistante à travers la région est accompagnée, en de maints endroits, d'une *linéation d'étirement* matérialisée par la recristallisation dirigée d'agrégats millimétriques à centimétriques, riches en quartz « tiges de quartz » ou en minéraux mafiques. Le troisième type, moins commun, est une *linéation de microplissement*. Celle-ci se traduit à l'affleurement par des microplis isolés, symétriques ou asymétriques en M, S ou Z, révélés essentielle-

ment par des lamines millimétriques de matériel quartzofeldspathique.

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE COMPLEXE DE MATAMEC

Une foliation discrète caractérise la fabrique planaire de l'unité gabbronorique du Complexe de Matamec; rarement est-elle accompagnée d'une différenciation métamorphique à structure gneissique. La foliation est beaucoup plus évidente et pénétrative dans les feuillets centimétriques à décimétriques de monzonite et de granite qui alternent plus ou moins régulièrement avec le gabbronorite. Dans ces feuillets de roches felsiques, le développement et l'intensification de la foliation et de la déformation conduisent à de véritables gneiss ocellés aux dépens des protolithes grossiers porphyriques et à des gneiss mylonitiques à quartz étiré, souvent bleuté, aux dépens des protolithes équigranulaires plus fins et plus quartzeux. Une structuration gneissique générale s'amorce également à l'échelle de l'affleurement, là où les feuillets sont les plus minces, moins distants les uns des autres et plus régulièrement espacés.

La foliation et la gneissosité forment généralement une fabrique coplanaire. Quelques affleurements, dans la région centrale de l'unité gabbronorique à l'est du lac Bigot, permettent cependant, à la faveur de plis isoclinaux serrés, de mettre en évidence une foliation de plan axial S_2 recoupant la gneissosité. À cet endroit, gneissosité, plis P_2 isoclinaux et foliation S_2 associée sont repris par un plissement tardif P_3 , plus ouvert, de type 1B à 1C. À la lumière de ces observations il ressort que le grain tectonique de la composante gabbronorique du Complexe de Matamec traduit les effets d'une déformation tardive sur une fabrique composite représentée par un événement gneissique ancien S_1/G_1 et une foliation F_2 axiale à un plissement isoclinal P_2 .

La recrystallisation granoblastique a, comme pour la foliation, beaucoup limité le développement d'une linéation dans le gabbronorite. En fait, la plupart des mesures enregistrées dans le Complexe de Matamec sont portées par les feuillets felsiques dans lesquels elle se matérialise par l'orientation des minéraux mafiques ou par l'étirement du quartz.

Analyse structurale

ANALYSE DES LINÉATIONS : DÉFINITION DES GRANDS DOMAINES LITHOTECTONIQUES

Comme nous venons de le mentionner, tous les grands ensembles lithologiques de la région Nipisso-Manitou sont l'hôte de linéations. Dans le Complexe de Manitou, l'analyse des linéations minérales, d'étirement et de microplissement met clairement en évidence leur colinéarité, tant

dans le secteur du lac Manitou (feuille 22I/14) que dans le secteur du lac Nipisso (feuille 22I/13) cartographié par Hogan (1971). Il en est de même pour les linéations enregistrées dans les autres entités géologiques; il semble donc qu'elles soient la manifestation d'un même événement tectonique.

Une grande homogénéité régionale dans l'orientation de la linéation ressort de la figure 7. Dans la région du lac Manitou, celle-ci présente une attitude moyenne de l'ordre de $160^\circ/38^\circ$ dans la partie septentrionale et de $162^\circ/35^\circ$ dans la partie méridionale (figure 7, stéréonet b et c) des gneiss du Complexe de Manitou. Dans le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, son attitude est de $169^\circ/32^\circ$ (stéréonet a). Elle ne diffère que de quelques degrés en direction et plongement, $177^\circ/33^\circ$, à l'ouest du lac Nipisso (stéréonet j), dans la partie occidentale du Complexe de Manitou et dans les roches granitiques foliées et gneissiques du Complexe de Canatiche (stéréonet k). Ces ensembles lithologiques ont donc enregistré le même événement tectonique, soit celui qui a donné naissance à la linéation L_2 .

Le Complexe de Matamec déroge et ne s'inscrit pas dans le même cursus. Dans la région du lac Bigot, les linéations minérales enregistrées dans le gabbronorite et dans les feuillets mangéritiques et granitiques qui l'injectent, montrent une nette dispersion grossièrement centrée à $45^\circ/76^\circ$ (figure 7, stéréonet g). À son apex NNW, quoique également dispersées, les linéations mesurées dans la zone de chevauchement et immédiatement au-dessus se rapprochent dans leur orientation moyenne, $140^\circ/35^\circ$ (figure 7, stéréonet h), de celles enregistrées dans les gneiss du Complexe de Manitou adjacent. La masse de granite porphyrique et ocellé du Complexe de Matamec (unité *mPmat2d*) à la limite des feuillets 22 I/13 et 22 I/14, présente elle-aussi des similitudes quant à la distribution des linéations (figure 7, stéréonet d). Celles-ci se dispersent autour d'un point moyen d'attitude $178^\circ/43^\circ$ qui s'inscrit dans le même patron que les linéations en environnement gneissique du Complexe de Manitou. L'analyse des linéations des différentes composantes du Complexe de Matamec suggère ainsi que son chevauchement sur le Complexe de Manitou est contemporain à l'acquisition de la linéation L_2 de la région de Nipisso-Manitou. Elle montre également qu'un découplage s'est effectué entre les entités gabbronorique et granitique du Matamec lors du transport tectonique

ANALYSE DES TRAJECTOIRES DE FOLIATIONS ET DE LINÉATIONS

Les trajectoires des foliations dominantes et des linéations d'étirement minérales de la région Nipisso-Manitou sont présentées synthétiquement sur la carte de la figure 8. Cette carte permet de circonscrire les grandes lignes de l'agencement structural qui sera discuté dans les prochains paragraphes.

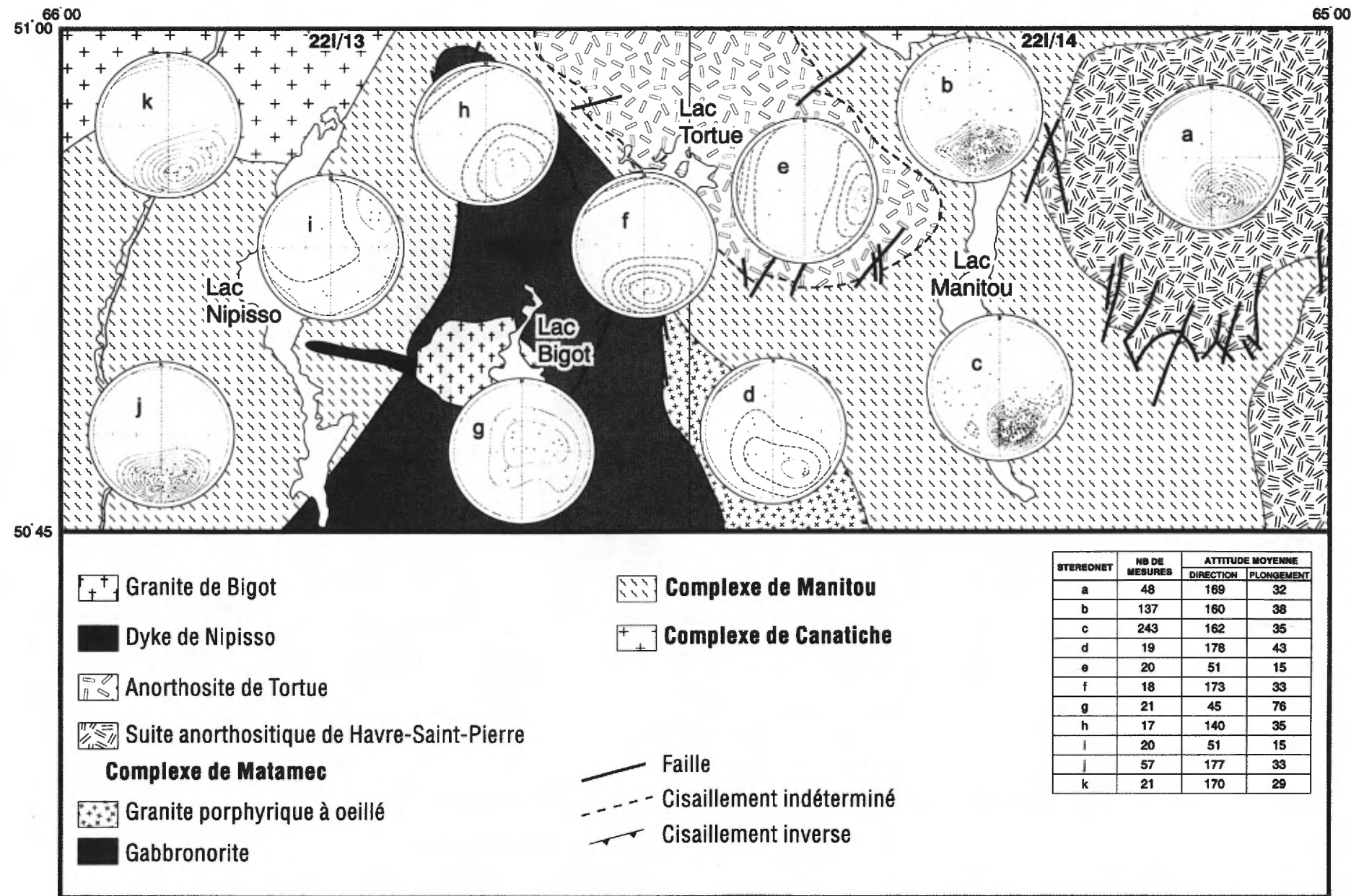


FIGURE 7 – Projections stéréographiques des linéations minérales et d'étirement L_2 dans la région de Nipisso-Manitou (feuilles SNRC 22 I/13 et 22 I/14). Projection équivalente de l'hémisphère inférieur; contours selon la méthode de Kamb.

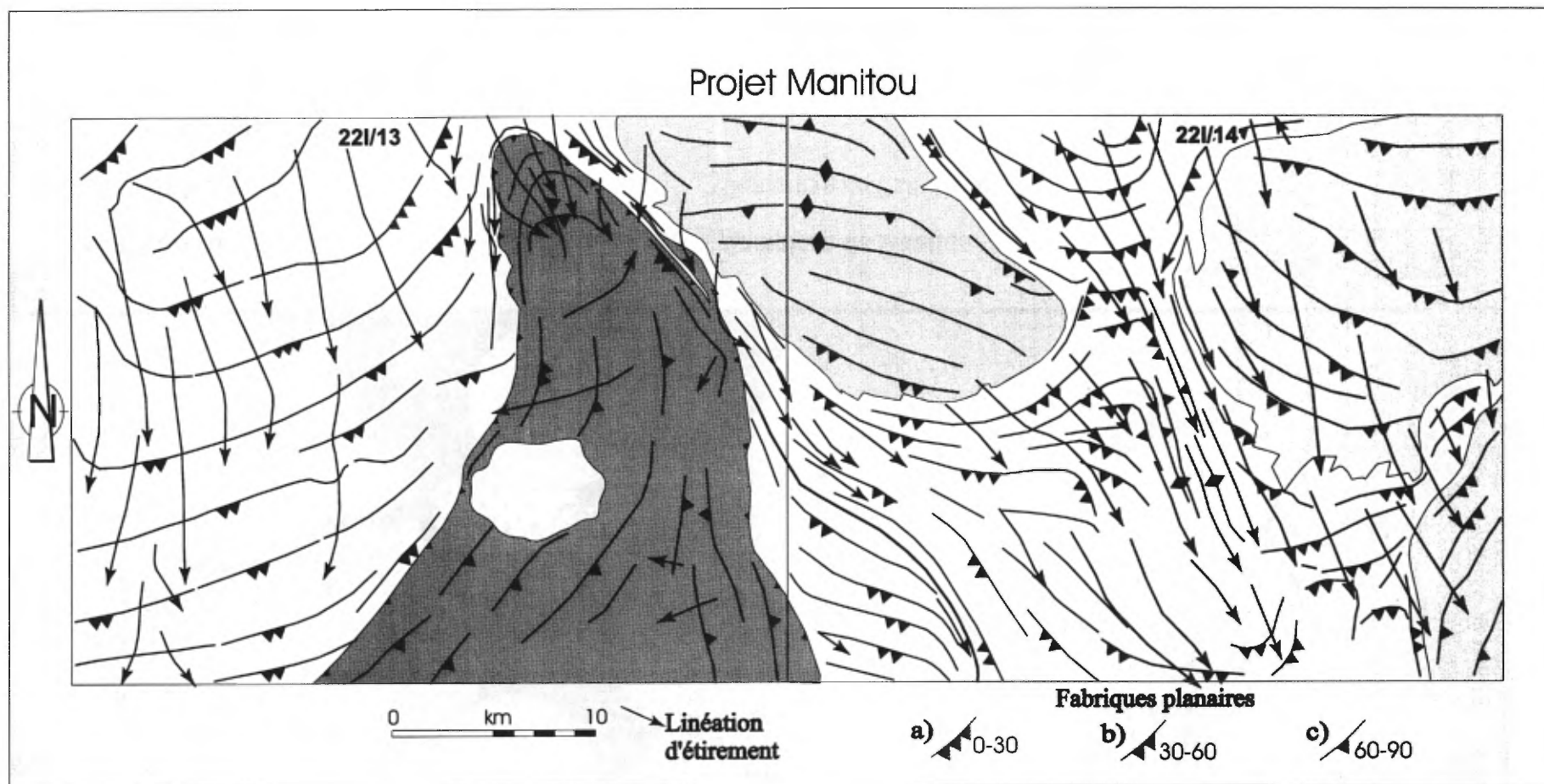


FIGURE 8 – Trajectoires des fabriques planaires (foliation-gneissosité) et des linéations dans la région de Nipisso-Manitou. Fabriques planaires : a) pendage faible, b) pendage modéré, c) pendage fort.

Trajectoires des foliations

Les principales structures planaires (foliation, gneissosité ou rubanement tectonique) sont représentées sur la figure 8 par des lignes continues sur lesquelles une symbologie dentelée avec des triangles permet de visualiser les pendages dominants. La similitude dans le tracé de ces lignes avec le motif révélé par le gradient vertical calculé des feuillettes 22I/13 (figure 5) et 22I/14 (Chevé *et al.*, 1999) traduit clairement l'apport que constitue un levé aéromagnétique de haute définition dans l'appréhension du grain tectonique d'une région à cartographier.

La vergence nord et la tendance générale E-W des structures planaires constituent les caractéristiques dominantes du grain tectonique sur l'ensemble de la région Nipisso-Manitou. La nappe de Matamec (voir chapitre sur la «Description des unités lithologiques»), plus spécifiquement sa composante gabbro-noritique où une direction N-S domine largement, fait toutefois exception. À l'ouest du lac Nipisso, les fabriques planaires principales ENE exhibent des pendages variant de faibles ($0-30^\circ$) à modérés ($30-60^\circ$) du nord au sud du feuillet. À l'est du lac Nipisso, celles-ci s'infléchissent progressivement à l'approche de la nappe. Du côté est de la nappe, les surfaces principales prennent une orientation SSE dominante, adoptent une direction E-W au niveau du lac Manitou et s'infléchissent à nouveau vers le NE à l'extrémité centre-est du feuillet 22I/14 avant de se pincer entre le « bloc » de Sheldrake et le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Au travers de cette tendance générale, de part et d'autre du lac Manitou, de nombreuses perturbations affectent le grain tectonique. Celui-ci présente des effets de « bourrage » à l'amorce du couloir tectonique du ruisseau Plat et s'ajuste et se moule aux masses plus résistantes à la déformation que constitue l'anorthosite (cf figure 4).

La foliation interne des masses anorthositiques s'inscrit dans le même motif structural général E-W et la même vergence nord que le grain tectonique de la région Nipisso-Manitou. Cependant, dans le détail, quelques particularités ressortent. Dans le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-St-Pierre, tout en restant à pendages modérés ($30-60^\circ$), la fabrique planaire évolue de nettement E-W au nord, à SE dans la partie SW. En outre, sur la bordure ouest du lobe, la foliation tend à s'adapter à celle des gneiss encaissants du Complexe de Manitou.

L'Anorthosite de Tortue présente une structuration moins prononcée. À l'intérieur de la masse circonscrite qui la caractérise, la foliation interne, généralement discrète, adopte, dans sa partie nord, une attitude subverticale E-W (point maximum des foliations à $95^\circ/80^\circ$) dont l'extrémité orientale du tracé entre nettement en discordance avec la trajectoire de la foliation des gneiss encaissants du Manitou. Au sud de grands linéaments ESE, qui assurent topographiquement le passage entre les hauts sommets dénudés et les sommets ondulés d'altitude plus modeste du lac Barbara (figure 4), la foliation acquiert une attitude nettement SE et

un pendage modéré (point maximum approximatif $50^\circ/30^\circ$). En outre, près du contact sud de l'Anorthosite de Tortue, la trajectoire des foliations suit assez fidèlement les limites de la masse anorthositique; ceci se manifeste particulièrement à l'apex SE où la foliation s'incurve significativement vers le NE, et même le nord, selon un tracé parallèle à celui des gneiss encaissants du Complexe de Manitou. Ainsi, examinés dans une perspective régionale, l'Anorthosite de Tortue et le lobe NW de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre semblent avoir agi comme des noyaux résistants préservant l'attitude de la structuration planaire initiale à la manière de traînées d'inclusions dans un porphyroblaste de grenat. Dans le contexte de cette analogie, les courbures périphériques observées, tant dans le lobe NW que dans l'Anorthosite de Tortue suggèrent une amorce de rotation anti-horaire qui traduirait le caractère anté- à syn-cinématique de la foliation interne des anorthosites. Parallèlement, ces noyaux anorthositiques résistants ont obligé le réajustement de l'attitude des structures planaires, comme en témoignent les trajectoires de la foliation dans l'isthme étroit de gneiss du Complexe de Manitou qui sépare l'Anorthosite de Tortue du lobe NW de la Suite de Havre-Saint-Pierre, dans le secteur du ruisseau de l'Épinière. À cet endroit, la foliation se resserre et flue comme dans les constrictionnements laissés par le boudinage de strates de matériaux compétents et, de plus, elle s'aplatit (foliation devenant à vergence faible vers le nord) comme si elle enfourchait un corps rocheux (anorthositique ?) résistant.

Trajectoires des linéations

Comme nous l'avons reconnu dans un paragraphe précédent, les linéations de la région de Nipisso-Manitou, à l'exception du gabbro-norite du Complexe de Matamec, montrent une grande homogénéité avec des plongements dominants faibles à modérés ($30-45^\circ$) vers le SSE.

Les trajectoires des linéations de la figure 8 matérialisent graphiquement les variations directionnelles des linéations minérales et d'étirement reconnues sur l'ensemble de la région. L'analyse comparée de ces trajectoires avec celles de la foliation permet d'appréhender les relations de composante de mouvement. La vergence de la foliation et les relations quasi orthogonales entre trajectoires de foliation et trajectoires de linéations mettent en évidence une structuration linéaire typique d'un transport tectonique inverse important vers le NNW sur l'ensemble de la région Nipisso-Manitou. Le faible angle d'intersection entre ces deux trajectoires, voire leur subparallélisation locale, traduit par ailleurs des relations directionnelles de réajustements en décrochement. Les mieux exprimées se situent au pourtour de la nappe de Matamec et au voisinage des amas anorthositiques. Autour de la nappe de Matamec, de tels réajustements sont documentés sur le terrain. Ces derniers sont observés sur le flanc ouest de l'apex gabbro-noritique du Complexe de Matamec et dans le couloir de déformation du ruisseau Plat (cf figure 4).

Ces réajustements sont observés ponctuellement ou interprétés localement le long des prolongements mylonitiques SE de ce couloir dans le secteur du lac Lloyd. Ils accompagnent également les bordures déformées SE à SSE qui enserrent la masse de granite folié et oeilé (unité *mPmnt2d*) du secteur du lac Élinore (coin SW du feuillet 22I/14). L'apex SE de l'Anorthosite de Tortue constitue l'exemple le plus probant d'un réajustement directionnel. La virgation de la foliation alliée à la faible inclinaison de la linéation (figure 7, stéréonet e) dont le plongement varie d'est à sud, suggèrent à cet endroit l'amorce un décrochement sénestre qui semble avoir focalisé un accident tectonique tardif cassant.

La nappe de Matamec et ses extensions

Le caractère structural spécifique du cortège de roches gabbronoritiques du Complexe de Matamec révélé dans les différents paragraphes de l'étude structurale qui précède, justifie le traitement particulier que nous avons décidé d'en faire. Dans les lignes qui suivent nous nous proposons donc d'en faire ressortir la signature interne et les relations tectoniques avec les ensembles lithotectoniques adjacents.

SIGNATURE INTERNE DU COMPLEXE DE MATAMEC

Comme nous l'avons vu antérieurement, la fabrique principale de la composante gabbronoritique du Complexe de Matamec prend la forme d'une foliation-gneissosité. Dans la partie sud de la région de Nipisso, celle-ci adopte une direction dominante NE; elle s'infléchit progressivement à la latitude du lac Bigot pour s'orienter NW dans la zone apicale nord. Tout au long de cette variation directionnelle, le pendage de la foliation est abrupt, tantôt est, tantôt ouest.

L'absence de niveaux repères ne permet pas de mettre en évidence la structure interne de l'unité gabbronoritique du Complexe de Matamec. La similitude des motifs révélés par les trajectoires de foliation (figure 8) et le gradient vertical calculé (cf figure 5) permettent de mieux appréhender la structure interne du gabbronorite du Complexe de Matamec en conciliant nos informations géologiques de terrain et les données aéromagnétiques. Une discontinuité majeure à tendance générale N-S ressort de la carte de gradient magnétique dans la partie médiane de l'unité de gabbronorite (figures 4 et 5). Son tracé, parallèle au grain tectonique du compartiment ouest, apparaît nettement discordant à celui du compartiment est, au SE du lac Bigot. De minces feuillets de gneiss en soulignent le tracé, suggérant qu'il s'agit là d'un plan de décollement d'envergure régionale, né à la faveur d'interstrates originelles de gneiss ou, alternativement, représentant des lambeaux de poussée arrachés au substratum. Au SE du lac Bigot, là où la discordance entre les deux compartiments est la plus marquée, le gradient magnétique et quelques mesures structu-

rales suggèrent l'amorce d'une structure plicative ouverte dans le compartiment est, traduisant ainsi les effets d'une déformation plicative avant le chevauchement du compartiment ouest sur le compartiment est. C'est à la faveur de cette structure et dans la région où les grains tectoniques des deux compartiments sont les plus discordants (anomalies E, figure 5) qu'à pris naissance la brèche hétérolithique gneissique à matrice tonalitique grenatifère de l'unité *mPmat1b*.

De nombreuses tectonites portées, pour la plupart, par les feuillets felsiques du Complexe de Matamec, donnent naissance à des zones de cisaillement de puissance décimétrique à hectométrique et d'extension plurikilométrique. Bon nombre d'entre elles occupent le fond ou les versants abrupts de vallées encaissées, orientées parallèlement au grain tectonique local. L'une de ces tectonites, située dans la zone axiale du compartiment ouest de gabbronorite, a été suivie, de place en place, sur une vingtaine de kilomètres. Son extrémité SE inclinée à 65° SW et porteuse d'une linéation EW dans la vallée de l'indice du lac Volant témoigne d'un transport tectonique vers l'ouest (voir carte).

SIGNATURE DU CHEVAUCHEMENT

Apex nord de la nappe de chevauchement

La limite nord de l'unité gabbronoritique du Complexe de Matamec est caractérisée par une série d'écailles frontales de chevauchement qui, en raison de leur attitude très faiblement inclinée vers le SE, présentent localement un relief structural en cuesta à front nord. Ces écailles sont révélées par la mylonitisation plus ou moins intense des feuillets felsiques et/ou des copeaux intercalaires de gneiss, de paragneiss probablement dans certains cas, et par le développement d'une foliation très prononcée, voire d'une phyllonitisation du matériel gabbronoritique.

La figure 9 illustre quelques éléments de microtectonique observés dans l'apex nord, qui permettent de rendre compte de la cinématique du chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou. Dans la zone de contact entre le Matamec et le Manitou de la partie frontale (figure 9b), le mouvement inverse amenant le gabbronorite sur les gneiss quartzofeldspathiques du Manitou est révélé par une fabrique C/S. Sur le flanc est, le mouvement y est en composante pendage et les indicateurs de cisaillement (porphyroclastes sigma et delta) montrent un chevauchement du SW vers le NE (figure 9c). Sur le flanc ouest, la foliation mylonitique d'orientation N-S et de pendage faible vers l'est est porteuse d'une linéation faiblement inclinée vers le nord. Les indicateurs de cisaillement (figure 9a) indiquent un mouvement sénestre en composante direction par rapport au plan de cisaillement. Des observations sur des sites localisés dans la zone axiale de l'apex mettent en évidence une fabrique planaire dont le plissement, observé localement (figure 9e), semble être à l'origi-

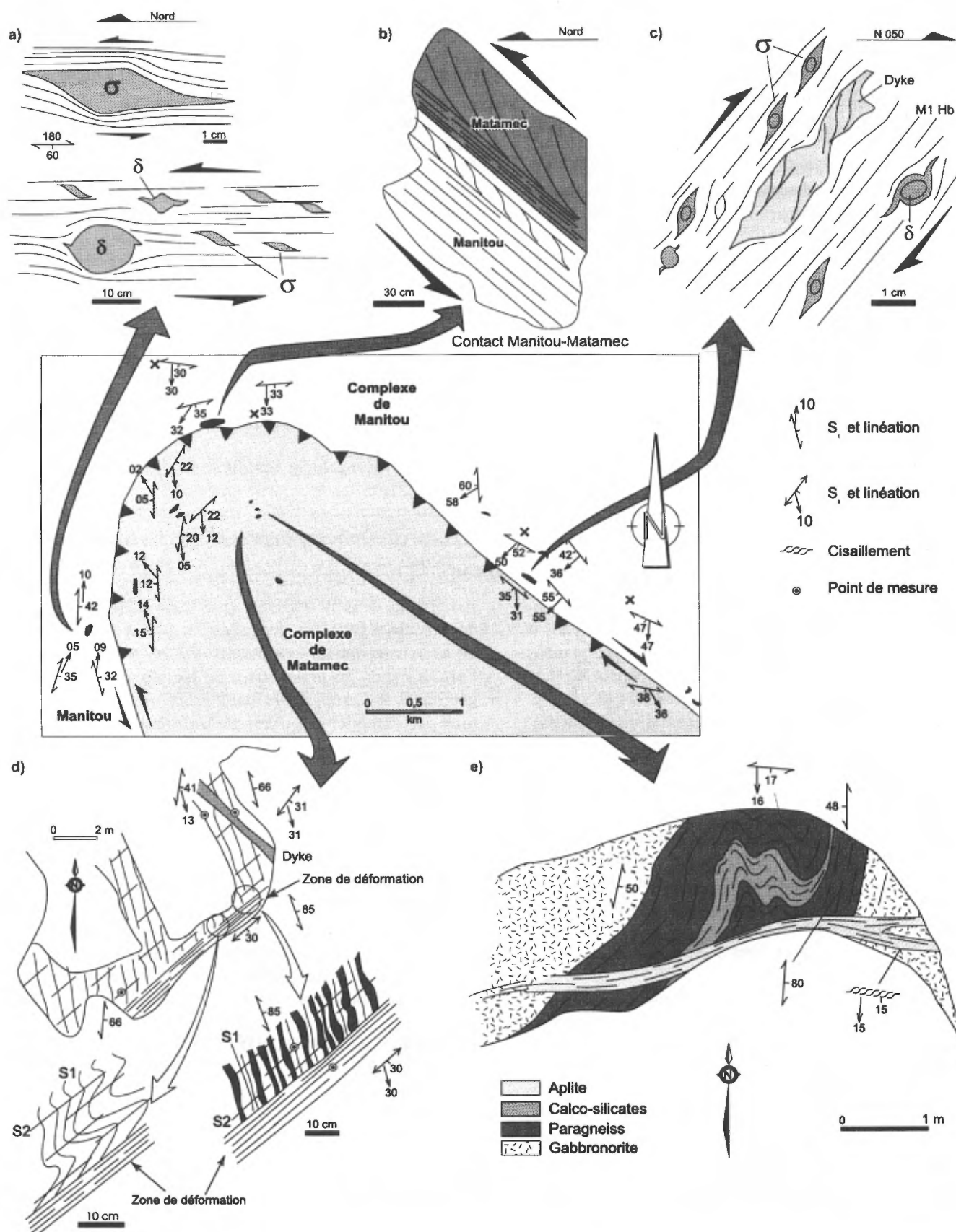


FIGURE 9 – Éléments de tectonique associés à la semelle de la nappe de chevauchement de Matamec (extrait de Daigneault, 1998). Sites a, b, et c = coupes verticales parallèles à la linéation. Sites d et e = coupes subhorizontales perpendiculaires à des plis.

ne du grain N-S dominant dans ce secteur. Des zones de déformation étroites et de pendage faible vers le sud recourent la fabrique planaire principale (figure 9d et 9e). Ces zones témoignent d'un événement tardif qui aurait assuré la continuité du transport de la nappe de Matamec vers le nord à la faveur de la rotation et de la transposition des fabriques anciennes vers des directions N-S et de plans de chevauchement secondaire hors séquence. Malgré la complexité de l'agencement des fabriques, la dispersion limitée des linéations minérales et d'étirement vers le SE ($140^\circ/35^\circ$; figure 7, stéréonet h) suggère que le mécanisme de transposition est contrôlé par le transport le long de la linéation.

Le couloir tectonique du ruisseau Plat

Des roches gneissiques variées et des roches mafiques à ultramafiques assignées au Complexe de Manitou occupent une bande étroite, coïncée entre la nappe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue (coin NE du feuillet 22 I/13). Cette bande de direction générale SE et de 1,5 km à 2 km de large reçoit informellement le nom de « couloir tectonique du ruisseau Plat » dans la partie située au NW du lac Lloyd (figure 4).

La composante gneissique, exposée principalement dans la partie septentrionale du couloir, est le siège d'une foliation-gneissosité composite de direction dominante 120° et de pendage moyen vers le SW. Cette fabrique planaire devient localement mylonitique en s'approchant du contact de la nappe de Matamec. Les indicateurs de cisaillement reconnus à ces endroits témoignent d'un chevauchement vers le NE. Toutefois, certaines zones montrent des relations linéation-foliation directionnelles qui indiquent des réajustement en décrochement. Dans la partie centrale du couloir tectonique, un coin d'orientation moyenne NE de l'Anorthosite de Tortue pénètre profondément dans les gneiss et perturbe la fabrique planaire principale dans son attitude SE. Le paroxysme de cette perturbation est atteint à la pointe SW du coin d'anorthosite où des plis en fourreaux, accompagnés d'une linéation d'étirement inclinée à environ 40° S, évacuent en direction N-S le matériel compressé.

L'extrémité SE du couloir de déformation, de part et d'autre de l'extrémité sud du lac Tortue, expose essentiellement des roches mafiques et ultramafiques à grain moyen à grossier (unité *mmPmnt3c* du Complexe de Manitou). Dans ces roches plus compétentes que les gneiss encaissants, la déformation se canalise en d'étroits couloirs sinueux qui se ramifient en isolant des blocs lenticulaires et fuselés, hectométriques à kilométriques. Les tectonites qui matérialisent la déformation se développent en des niveaux de puissance décamétrique d'orientation SE modérément à fortement inclinés vers le SW et localisés principalement sur les versants abrupts SW des vallées. L'intérieur des blocs est généralement peu déformé et de nombreux sites ont préservé des textures magmatiques originelles; seules

des bandes centimétriques à décimétriques de mylonite témoignent de la déformation.

Des mésostructures comparables, moins bien exprimées physiographiquement, s'observent également dans l'unité gabbroïque plus finement grenue (*mpPmnt3b*) qui ensère les fuseaux mafiques et ultramafiques précédents (*mpPmnt3c*) et puis se continue vers le SE et le SSE. La fabrique planaire principale y est de type foliation-gneissosité. Elle montre de fortes variations dans les pendages, tantôt NE, ou tantôt SW, qui peuvent être expliquées par un raccourcissement plicatif de direction SE. La présence de zones de déformation abruptes d'orientation SE, occupées en quelques endroits par des dykes felsiques et porteuses de linéations faiblement plongeantes vers le sud, suggère par ailleurs un régime de décrochement dextre. Il semble donc que ce secteur ait été le siège d'une déformation par serrage puis par décrochement dextre en réajustement au transport nord à nord-ouest de la nappe de Matamec.

Extension orientale du couloir tectonique du ruisseau Plat (22I/14)

À l'est du lac Llyod (figures 4 et 8), les trajectoires des foliations, contrôlées dans leur tracé par le gradient magnétique, divergent et amorcent un éventail qui, du nord au sud, évolue de E-W à SE. Ce grain tectonique et les grandes tendances lithologiques suggèrent que les cisaillements du couloir tectonique du ruisseau Plat se prolongent vers l'est au moins jusqu'aux rives du lac Manitou. Le corps gneissique du Complexe de Manitou apparaîtrait ainsi constitué par l'empilement d'une série de nappes de chevauchement.

Dans ce contexte interprétatif, le gradient magnétique et les foliations font ressortir une mégastucture plicative (sigmoïdale) dans le secteur du lac du Retour, à l'ouest du lac Manitou. Cette structure prend naissance à la faveur d'un décollement dextre sur le cisaillement qui enveloppe par le nord les unités mafiques et ultramafiques (*mpPmnt3c*) du Complexe de Manitou. L'homogénéité des linéations minérales et d'étirement et leur attitude comparable à celle observée régionalement suggère que le développement de cette structure ait, soit préservé, soit été contrôlé par la linéation tectono-métamorphique régionale.

LE BLOC GRANITIQUE DU SECTEUR DU LAC ÉLINORE (22I/14)

Le couloir de déformation du ruisseau Plat et ses prolongements SE isolent dans le secteur du lac Élinore (figures 4 et 8) la masse de granite porphyrique et oeilé de l'unité *mPmat2d* du Complexe de Matamec. Les bordures, tant occidentales qu'orientales, montrent des déformations sur toute leur longueur sur environ 1 km de large. Le cœur, quant à lui, est faiblement folié et révèle dans une large mesure la texture ignée originelle.

Des couloirs métriques à décamétriques d'ortho ou d'ultramylonite, laissant entre eux des sections protomylonitiques communément plus épaisses, caractérisent la structure interne de la bordure orientale. Les enclaves de matériel gabbroïque fin ou de gneiss quartofeldspathique y sont pour la plupart déformées et aplaties parallèlement à la structure mylonitique encaissante. Les déformations enregistrées à la bordure ouest, au contact avec le gabbroïte du Complexe de Matamec, apparaissent moins marquées; le granite acquiert une structure gneissique ocellée qui n'évolue que très localement vers une tectonite.

La foliation, modérément inclinée vers le SW, est la seule structure planaire que l'on détecte dans le granite. Peu imprimée dans le cœur de la masse, celle-ci devient beaucoup plus marquée dans les bordures, plus particulièrement dans les enclaves de matériel finement grenu. Il en est de même pour la linéation. Dans le matériel granitique il s'agit essentiellement d'une linéation d'étirement qui prend son origine dans les recrystallisations à l'abri des porphyroclastes de feldspath. Dans le matériel fin des enclaves, linéation minérale et linéation d'étirement se côtoient parallèlement.

Les linéations du bloc granitique du lac Élinore, mesurées pour la plupart dans les bordures déformées, s'inscrivent dans un patron de dispersion semblable à celui des linéations en environnement gneissique du Complexe de Manitou adjacent (figure 7, stéréonet d). Cette situation permet de postuler que la fabrique linéaire a été acquise au cours du même événement tectonique. La foliation, appuyée dans son tracé par le gradient magnétique, révèle une signature sigmoïdale typique d'une déformation cisailante dextre. Ainsi, il semble que ce bloc granitique assigné au Complexe de Matamec n'ait pu suivre le même rythme de transport que le gabbroïte adjacent à l'ouest. Son découplage sur le flanc est de la nappe de Matamec l'a entraîné dans un décrochement dextre comparable à ceux enregistrés ou postulés plus à l'est et au NE dans le Complexe de Manitou (voir carte géologique 22I/14, Chev   et al. 1999).

  v  nements de déformation

Les données structurales de la région de Nipisso-Manitou que nous venons de discuter, r  alli  es à celles recueillies par Hogan (1971)    l'ouest du lac Nipisso, permettent de reconnaître six événements de déformation pour expliquer l'agencement et la distribution des lithologies.

Nous associons à une déformation D_1 la naissance d'une fabrique planaire gneissique G_1 pour laquelle nous n'avons d'autre information que son implication dans le plissement P_2 . Aucun plissement tant microscopique que méso-copique, ne lui a été associé.

L'  v  nement D_2 correspond à une série de phénomènes tectoniques qui s'inscrivent dans un continuum de déformation. C'est au début de cette période de déformation que nous associons le plissement P_2 dont il ne reste que les

charnières intrafoliales, isolées et aplaties de plis parasites. Une foliation planaire axiale S_2 accompagne localement ces charnières. L'étirement extrême des flancs du plissement P_2 , tout en isolant les charnières, conduit, par parallélisation des surfaces G_1 et S_2 ,    la transposition quasi totale des structures planaires antérieures en une fabrique composite foliée    rubanée. L'intensification de la déformation D_2 accentue le litage métamorphique qui, progressivement et/ou localement, évolue vers un litage tectonique et des gneiss droits. Ce sont les différents stades d'évolution de cette fabrique gneissique G_2 qui donnent à la région Nipisso-Manitou, le grain tectonique révélé par le gradient magnétique. C'est aussi cette fabrique qui nous a guidé dans la représentation cartographique des lithologies qui apparaissent sur les cartes jointes au présent rapport.

La gneissosité G_2 est porteuse régionalement d'une linéation minérale et d'étirement. La coaxialité de ces linéations et des charnières de plis P_2 dans les secteurs de gneiss droits nous permet de postuler que ces éléments structuraux sont associés à une même déformation ductile. Ainsi, la linéation apparaît comme une linéation syn- à tardi- D_2 et les charnières intrafoliales P_2 colinéaires, les reliques de plis en fourreaux.

Nous avons montré dans les paragraphes précédents que cette linéation L_2 d'attitude régionale uniforme SE, signait la semelle de la nappe de Matamec et accompagnait les bordures du bloc granitique du lac Élinore dans un décrochement dextre sur son flanc est. Dans ce contexte, le chevauchement de la nappe de Matamec sur le Complexe de Manitou apparaît comme un événement D_2 ; en fait, il pourrait s'agir de l'élément instigateur.

La troisième phase de déformation (D_3) reçoit sa définition dans le pli ouvert d'amplitude kilométrique et de plan axial NW qui déforme le grain tectonique à l'est du lac Manitou (Petite rivière Manitou, coin SE du lobe NW du Havre-Saint-Pierre et figure 10). L'axe moyen de ce pli diffère peu de la linéation L_2 (figure 10, b et c). Cette colinéarité n'est pas sans rappeler la situation structurale de la mégastructure plicative du secteur du lac du Retour, à l'ouest du lac Manitou. Ce type de déformation n'est pas discuté par Hogan (1971)    l'ouest de la nappe de Matamec. Le gradient magnétique ne permet pas non plus d'en soupçonner la présence. Dans ce contexte, D_3 s'inscrit dans un continuum de déformation avec la déformation D_2 dont elle apparaît comme des effets tardifs locaux, particuliers à la distribution, à la géométrie et au comportement rhéologique des roches de la région du lac Manitou. Elle apparaît comme le produit de l'ajustement de la gneissosité au serrage ultime des gneiss du Manitou entre la nappe de Matamec, au sud, et les noyaux rigides d'anorthosite, au nord. Dans son transport NNW, l'engagement de matériel gneissique du Manitou ne pouvant être accommodé que difficilement dans le couloir du ruisseau Plat (entre la semelle de la nappe de Matamec et l'Anorthosite de Tortue), l'effet de laminage a provoqué un bourrage en aval, au SE, du couloir de déformation. Ainsi prend naissance, à

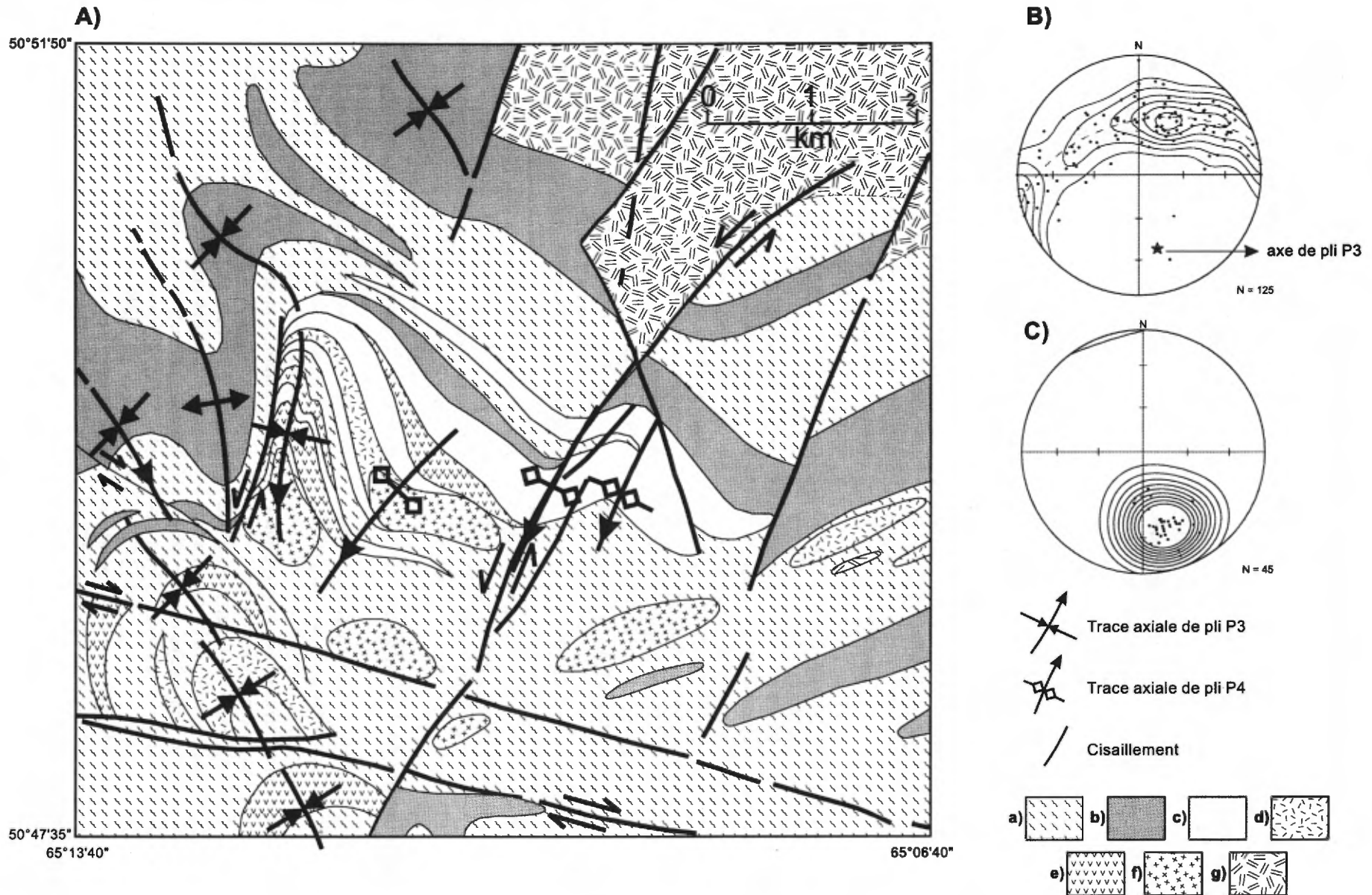


FIGURE 10 – Déformations D₁ et D₂ à l'est du lac Manitou (221/14) : A) Extrait simplifié de la carte géologique au 1:50 000 accompagnant le rapport de Chev  et al. (1999); B) st ronet des structures planaires de foliation et de gneissosité; C) st ronet des linéations. Projection équivalente de l'hémisphère inférieur; contours de densité selon la méthode de Kamb. Symboles : a) Gneiss variés, b) gneiss à pyroxènes, c) paragneiss, d) gneiss granitique, e) métagabbro, f) granito ides, g) Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

la faveur d'un décollement dextre, la mégastructure plicative du secteur du lac du Retour. Plus à l'est, bloqués dans leur déplacement par les différents lobes de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, les gneiss du lac Manitou n'ont d'autre choix que de se plisser et de s'accomoder à l'espace ainsi délimité en se moulant aux noyaux anorthositiques. Profondément imprégnées par la linéation L_2 , à la manière d'une poignée de crayons, les gneiss n'ont d'autre choix que de se plisser selon le patron le moins contraignant possible, soit une structure qui offre la possibilité d'évacuer le matériel déformé en direction NW-SE, selon la linéation, plutôt qu'une autre direction.

La quatrième phase de *déformation* (D_4) est une phase de déformation cassante, fragile ductile NE à NNE, qui se manifeste à toutes les échelles, de l'affleurement à celle de la carte. À l'affleurement, des fractures à espacement décimétrique à métrique plus ou moins régulier la caractérisent. Celles-ci concentrent sur quelques centimètres d'épaisseur une déformation ductile, localement très prononcée qui, à la manière d'un clivage de crénulation, accentue les crochons de faille associés. À l'échelle de la carte, la déformation D_4 s'exprime par les grands linéaments régionaux NNE à NE et les ajustements plicatifs qui leur sont associés. Peu perceptibles régionalement dans les gneiss en l'absence de marqueur lithologique, les effets sont plus probants par la composante en décrochement qu'elles mettent en évidence à la périphérie des masses anorthositiques et par les flexures de type crochon de faille qu'elles impriment dans les gneiss adjacents (cf. figure 10). Ce style de déformation, caractérisé surtout à l'est du lac Manitou, ne semble pas restreint à la direction NE à NNE. Des déformations comparables affectent en effet le flanc SW de l'Anorthosite de Tortue dans le couloir de déformation du ruisseau Plat.

Nous associons les *cinquième et sixième phases de déformation* (D_5 et D_6) au réseau de fractures et de failles tardives qui découpent l'ensemble de la région. Aucun décrochement ou effet plicatif ne leur sont associés. Les grands linéaments décakilométriques et de direction WNW qui traversent la région eu égard à la lithologie sous-jacente en sont l'expression la plus marquante. Ce sont eux que nous considérons plus particulièrement comme D_5 puisqu'ils contrôlent l'injection du Dyke de Nipisso, lui-même recoupé par le Granite de Bigot. Toutefois d'autres fractures, de direction variant généralement de NW à NE, adoptent les mêmes caractéristiques. Dans la région de Nipisso, ces fractures, D_6 , recoupent le Dyke de Nipisso et le Granite de Bigot. De plus, parmi celles-ci, certaines apparaissent manifestement comme la réactivation de structures plus anciennes. Le linéament du lac Volant dans le compartiment ouest de gabbro-norite du Complexe de Matamec, représente une de ces structures. En effet, la trace de ce linéament porteur de roches felsiques cisailées dans le Matamec est observable, sans cisaillement apparent, dans l'intrusion granitique de Bigot qui le recoupe plus au NE.

La séquence d'événements déformationnels que nous venons de présenter fait abstraction des déformations internes du Complexe de Matamec. L'analyse de sa structure a révélé deux phases plicatives à l'origine du grain tectonique à dominance N-S et un patron de dispersion des linéations diffus et différent de celui des unités adjacentes. À la lumière du patron de dispersion des linéations de la semelle du chevauchement de Matamec, à son apex nord, qui s'inscrit dans le même sens que celui des unités adjacentes, ces déformations internes apparaissent antérieures au chevauchement, donc pré- D_2 . Leur origine, leur évolution et leur relation avec celles de l'autochtone qu'elles chevauchent devraient être mieux cernées dans la partie centrale du complexe au sud de notre région (feuillet 22I/12).

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme du Complexe de Matamec

Les roches du Complexe de Matamec sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. Les assemblages stables dans les metabasites sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le plagioclase ou l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le plagioclase et le grenat ou encore l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le plagioclase et la hornblende brune. L'assemblage quartz, orthose mésopertitique, plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et biotite brune est typique du faciès des granulites.

Métamorphisme du Complexe de Manitou

Les roches du complexe gneissique de Manitou présentent des assemblages minéralogiques stables au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. L'assemblage à quartz, orthose, grenat, sillimanite, biotite et muscovite marque la transition entre le faciès des amphibolites supérieur et le faciès des granulites. Il correspond approximativement à des pressions de l'ordre de 3,5 à 5 kbar et à des températures de l'ordre de 650 à 700 °C. En outre, les assemblages à orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase et grenat sont communs dans les metabasites de part et d'autre du lac Manitou et sont diagnostiques du faciès des granulites tout comme l'est la présence d'orthopyroxène dans les mobilisats. Dans la région du lac Nipisso, le pyroxène est à toute fin pratique absent dans les assemblages métamorphiques. Les paragenèses communes sont typiques du faciès des amphibolites moyen à supérieur. Ce sont, entre autres, les assemblages à quartz, mi-

crocline, sillimanite, biotite et plagioclase ou encore les assemblages à quartz, plagioclase, hornblende et biotite.

Métamorphisme rétrograde

On observe beaucoup de phénomènes de rétro-métamorphisme dans les roches de la région. Les plus communs sont la transformation des pyroxènes, surtout l'orthopyroxène, en hornblende verte ou brune. Celle-ci se présente en taches, en couronnes ou encore elle a complètement remplacé le pyroxène dans les endroits où la rétro-morphose est plus poussée. La biotite se développe également aux dépens du pyroxène ou, plus rarement, aux dépens de la hornblende. Le grenat apparaît également comme minéral rétrograde dans le métagabbonorite ou les monzonites entre autres et il semble associé en général à des zones de déformation. On remarque également le développement de chlorite aux dépens de la hornblende, de la biotite et parfois du grenat. D'autre part, le rétro-métamorphisme se traduit par la séricitisation du plagioclase. Ces phénomènes de rétro-morphose caractérisent aussi bien les paragenèses métamorphiques que les roches ignées telles les différentes lithologies de l'Anorthosite de Tortue ou de la Suite de Havre-Saint-Pierre. Enfin ces phénomènes de rétro-métamorphisme au faciès des schistes verts avec développement de chlorite et épidote sont tardifs car ils affectent les dykes de diabase. Le Granite de Bigot est aussi affecté.

GÉOLOGIE HISTORIQUE

En terrain métamorphique polyphasé comme l'est la région de Nipisso-Manitou, l'acquisition de données géochronologiques s'avère essentielle pour interpréter les relations géologiques observées sur le terrain. Nous présentons dans ce chapitre les premiers résultats d'une telle démarche qui, jusqu'à maintenant, a été orientée vers les unités ignées des principaux ensembles lithologiques. Aussi, après avoir présenté les résultats de l'étude géochronologique, nous définirons les principaux événements magmatiques et métamorphiques de la région. L'intégration chronologique de ces derniers aux événements tectoniques identifiés au chapitre qui traite de la «Géologie structurale» constitue les fondements, dans l'état actuel de nos connaissances, de l'histoire géologique que nous établissons pour la région de Nipisso-Manitou.

Données géochronologiques

Huit échantillons ont été analysés pour datation sur zircon par la méthode U-Pb. Les sites échantillonnés sont localisés sur la figure 11. Les échantillons sélectionnés sont :

1) une monzonite porphyrique à hypersthène (mangérite);

- 2) un granite gneissique ocellé porphyroblastique;
- 3) un granite porphyrique ocellé;
- 4) le gabbonorite du dyke du lac Volant;
- 5) un leucogranite à magnétite;
- 6) un gneiss granitique ocellé;
- 7) un granite à biotite; et,
- 8) la composante felsique microgrenue d'un dyke composite de diabase/granite.

Les échantillons 1 à 4 de cette liste appartiennent au Complexe de Matamec, les échantillons 5 et 6 aux unités felsiques du Complexe de Manitou et les échantillons 7 et 8 à des entités post-cinématiques, dont le Granite de Bigot (échantillon 7).

Les analyses des échantillons 1, 2, 4, 5, 7 et 8 ont été réalisées par messieurs David, Parent et Machado du Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP) de l'Université du Québec à Montréal tandis que les analyses 3 et 6, résultent des travaux de madame Woodicka de la Commission géologique du Canada. Les résultats analytiques sont présentés aux tableaux 1 et 2 et les diagrammes Concordia aux figures 12 et 13.

Événements magmatiques

Dans la région de Nipisso-Manitou nous reconnaissons six événements magmatiques, la plupart d'entre eux cernés par les données géochronologiques du paragraphe précédent.

Le premier événement magmatique (I₁) réfère au magmatisme du Complexe de Matamec. L'âge de la composante gabbonoritique de ce complexe n'est pas connu. Toutefois l'âge d'un feuillet de mangérite (site 1) et d'un niveau granitique porphyrique ocellé (site 2), ont livré des âges respectivement de $1371 \pm 7/-5$ Ma et de 1371 ± 2 Ma qui, tous deux intrusifs, limitent inférieurement l'âge du gabbonorite. L'âge de 1377 ± 3 Ma, enregistré par le granite porphyrique ocellé du lac Élinore (site 3), apporte une contrainte supplémentaire puisque des enclaves métriques de gabbonorite, comparable à celui du Matamec y ont été reconnues sur quelques affleurements au cœur de l'amas. De telles relations fixeraient donc l'âge minimum du Matamec à 1377 ± 3 Ma. Toutefois, la mise en place contemporaine de magmas basiques et felsiques en injections multiples constituant une hypothèse alternative pour expliquer la structuration interne du Matamec, les âges précédents refléteraient, non l'âge minimum, mais l'âge de cristallisation probable de la composante gabbonoritique du Matamec.

Le dyke du lac Volant (site 4) et ses dykes adventifs recoupent le grain tectonique local du Matamec, tant de la composante gabbonoritique que de la composante felsique (Perreault *et al*, 1996; voir le chapitre «Inventaire des indices et des sites minéralisés» du présent rapport) et montrent des similarités géochimiques avec le gabbonorite. L'âge U-Pb sur zircon de $1351 \pm 6/-6$ Ma (Machado, 1998, communication personnelle) suggère alors une phase

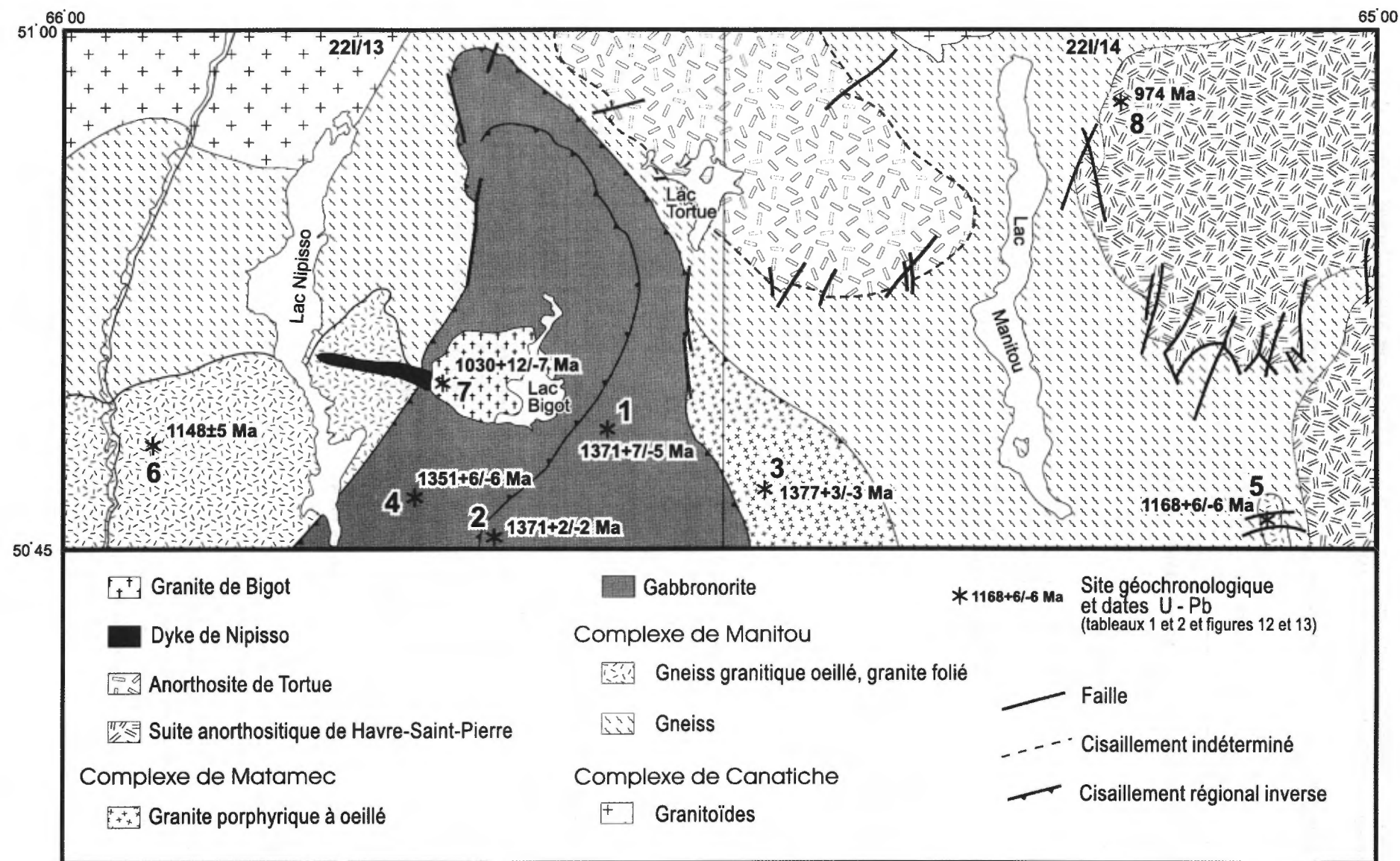


FIGURE 11 – Localisation des sites géochronologiques et datations exprimées en millions d'années (Ma). Fond géologique simplifié des cartes des feuillets 22 I/13 (présent rapport) et 22 I/14 (Chevé *et al.*, 1999) (voir tableaux 1 et 2).

Tableau 1 - Résultats des datations U-Pb sur zircon de la région de Nipisso-Manitou réalisées par le laboratoire de géochronologie GEOTOP.

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]					[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
Site 1 - Monzonite porphyrique à hypersthène - (AG-96-1314)						1371±21/-8 Ma		539±60 Ma, 14%				
1	2z,dia	7	153	37	15	1069	.130	.2312±7	2.812±10	.08819±22	1386.7	3.7
2	3z	10	226	55	3	9136	.126	.2335±8	2.874±11	.08927±16	1409.9	4.5
3	2z,ic,dia	6	218	53	9	2084	.130	.2323±10	2.796±14	.08730±12	1367	1.7
4	2z	4	227	54	11	1221	.098	.2319±10	2.785±13	.08707±40	1362.0	1.4
5	4z,ic,dia	4	229	56	19	724	.126	.2333±8	2.797±16	.08694±34	1359.2	0.6
6	2z,ic,dia	3	298	71	18	736	.135	.2255±8	2.693±15	.08663±36	1352.3	3.4
Site 2 - Granite gneissique oeilé porphyroblastique - (AG-96-2629)						1371±2 Ma		10±90 Ma, 80%				
1	1z,dia	7	291	71	16	1844	.124	.2320±9	2.821±11	.08819±14	1386.7	3.4
2	1z	3	420	101	15	1260	.129	.2285±13	2.776±16	.08812±24	1385.0	4.7
3	1z,ic,dia	4	851	213	10	5044	.148	.2349±8	2.833±11	.08747±10	1370.8	0.9
4	2z	6	271	65	5	4147	.128	.2290±10	2.766±14	.08759±24	1373.5	3.6
5	2z,ic,dia	2	878	210	5	5015	.097	.2341±8	2.823±11	.08747±14	1370.9	1.2
6	2z,ic,dia	4	286	69	57	309	.128	.2300±7	2.773±14	.08745±28	1370.5	2.9
Site 4 - Gabbronorite du dyke du lac Volant - (TC-96-0315) [5]						1351±6 Ma						
1	3z,f	1	516	134	9	847		0,23318	2,782	0,0865	1350,5	
Site 5 - Leucogranite à magnétite - (AG-96-2110)						1168±6 Ma		-68±92 Ma, 47%				
1	3z,ic,dia	8	369	69	34	1023	.089	.18635±58	2.0294±80	.07898±16	1171.8	6.5
2	2z,ic,dia	10	447	81	13	3893	.076	.18315±74	1.9850±86	.07861±10	1162.2	7.3
3	2z,	4	396	78	4	5184	.107	.19376±64	2.1105±81	.07900±14	1172.1	2.8
4	1z	3	299	57	10	1029	.099	.18841±68	2.051±12	.07896±32	1171.3	5.4
5	1z	3	128	26	9	561	.113	.20012±88	2.167±16	.07853±44	1160.3	-1.5
6	4z,sp,dia,au	4	162	30	7	969	.113	.18070±70	1.862±10	.07474±30	1061.5	-0.9
Site 7 - Granite de Bigot - (AG-96-0297)						1030±16/-8 Ma		429±21 Ma, 42%				
1	2z,ic,au,dia	5	419	77	13	1674	.215	.16561±48	1.6679±60	.07304±12	1015.1	2.9
2	3z,ic,dia	8	60	12	20	277	.310	.17246±66	1.748±17	.07351±58	1027.9	0.2
3	1z,ic,eq,au,nm	6	39	9	8	319	.398	.1768±18	1.807±23	.07410±52	1044.2	-0.9
4	2z,ic,eq,au,nm	8	17	4	3	447	.349	.1768±21	1.848±28	.07581±66	1090.1	4.0
5	3z	7	92	18	5	1316	.224	.16994±64	1.714±88	.07315±26	1018.1	0.7
6	5z	9	46	8	6	643	.247	.15561±76	1.554±22	.07245±92	998.5	7.1
Site 8 - Microgranite (dyke composite) - (AG-96-1047)						974.3 Ma						
1	1z,dia	18	49	8	12	764	.170	.1611±7	1.59±7	.07159±18	974.3	1.2

1 = Minéral: nombre de grains z-zircon,t-titanite,ic-incolore,b-brun,au-automorphe,f-fragment,pc-prisme court,pl-prisme long,eq-équidimensionnel,susceptibilité du séparateur magnétique Frantz: dia-diamagnétique,nm-non-magnétique,m0-magnétique à 0° d'inclinaison etc.,fi-non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=10 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2s. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

5 = Machado, N. (1998, communication personnelle)

TABLEAU 2 - Résultats des datations U-Pb sur zircon de la région de Nipisso-Manitou réalisées au laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada.

Fraction	Pds. ^a mg	U ppm	Pb ^b ppm	²⁰⁶ Pb ^c ²⁰⁴ Pb	Pb ^d pg	Th ^e U	²⁰⁶ Pb ^f ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb ^f ²³⁵ U	Corr. ^g Coeff.	²⁰⁷ Pb ^f ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^h Âge (Ma)
Site 3 - Granite porphyrique oeillé - (AG-97-2510-A)										1377 ± 3 Ma	
A	0.008	190	48	3913	6	0.49	0.2368±0.09	2.867±0.10	0.90	0.08782±0.05	1378.4±1.7
B	0.008	55	14	2584	2	0.52	0.2381±0.10	2.879±0.12	0.82	0.08767±0.07	1375.3±2.7
C	0.006	116	30	981	11	0.55	0.2378±0.11	2.880±0.18	0.71	0.08782±0.13	1378.5±5.0
Site 6 - Gneiss granitique oeillé - (AG-97-2509-A)										1148 ± 5 Ma	
A	0.010	128	28	2600	6	0.42	0.2081±0.11	2.406±0.14	0.90	0.08384±0.06	1288.8±2.3
B	0.012	94	18	3710	4	0.34	0.1918±0.09	2.052±0.11	0.82	0.07758±0.06	1136.0±2.5
C	0.010	327	67	8275	5	0.45	0.1950±0.08	2.097±0.10	0.94	0.07798±0.03	1146.3±1.3

^a L'erreur sur le poids de l'échantillon est de ±1 g.

^b Pb radiogénique.

^c Rapport mesuré et corrigé pour le traceur et le fractionnement de Pb.

^d Pb commun total provenant de l'analyse et corrigé pour le fractionnement et le traceur.

^e Rapport Th/U calculé à partir du rapport ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb et de l'âge ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

^f Rapports corrigés pour les blancs de Pb et U et le Pb commun.

^g Coefficient de corrélation des erreurs sur les rapports ²⁰⁶Pb/²³⁸U et ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

^h L'erreur sur l'âge ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb est évaluée à 2 Ma.

cogénétique tardive, mise en place à la fin des périodes de déformation interne du Matamec.

Le second événement igné (*I*₂) est caractérisé par le magmatisme felsique du Complexe de Manitou. Plusieurs unités de composition granitique, mangéritique ou tonalitique, déformées et foliées à divers degrés caractérisent ce magmatisme. Deux d'entre elles, le leucogranite à magnétite (unité *mpPmnt2b*) et l'orthogneiss granitique oeillé (unité *mpPmnt1f*), ont été datées et ont livré respectivement des âges de 1168 ± 6 Ma (site 5) et de 1148 ± 5 Ma (site 6). L'étalement de ces âges indique clairement que l'événement *I*₂ correspond à une période de magmatisme, d'au moins une trentaine de millions d'années, et non à une pulsation magmatique limitée dans le temps. D'autres datations seraient nécessaires pour nous permettre de préciser l'évolution de ce magmatisme au cours de cette période.

L'événement (*I*₃) identifie le magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Nous ne disposons dans notre région d'aucune datation directe de matériel de cette suite. Les données géochronologiques disponibles sur les différents ensembles anorthositiques de la partie orientale du Grenville révèlent des âges de 1354 ± 3 Ma (Machado et Martignole, 1988; Nantel et Martignole, 1991) pour l'anorthosite de Rivière-Pentecôte, de 1133 ± 10 Ma et 1123 ± 4 Ma (Emslie et Hunt, 1990) pour une mangéritite

et un granite génétiquement associés à la suite AMCG de la rivière Atikonak et de 1062 ± 4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993) pour la cristallisation ignée finale du lobe sud-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

La structure interne révélée par l'imagerie satellitaire et la signature magnétique montrent clairement que la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre ne constitue pas une entité unique. Il est plutôt suggéré qu'il s'agit de la coalescence de plusieurs amas dont les relations structurales et pétrogénétiques restent encore à déterminer. À priori, face à la diversité des âges enregistrés dans le segment oriental du Grenville, nous ne pouvons donc attribuer avec certitude l'âge de 1062 Ma à l'ensemble du Havre-Saint-Pierre. Cet âge demeure cependant le plus justifiable. En effet, il donne une signification géologique pertinente à la population de zircons faiblement discordants (-0,9%) à 1061,5 Ma (tableau 1) de l'échantillon de leucogranite à magnétite du Complexe de Manitou, prélevé en environnement granulitique à 2 km à l'ouest de l'Anorthosite de Havre-Saint-Pierre. Dans ce contexte, il faut signaler à partir des données de van Breemen et Higgins (1993) l'âge faiblement discordant de 1051,8 Ma livré par une population de zircons que ces auteurs associent à un métamorphisme tardif lié à la déformation et au développement de couronnes réactionnelles dans l'anorthosite.

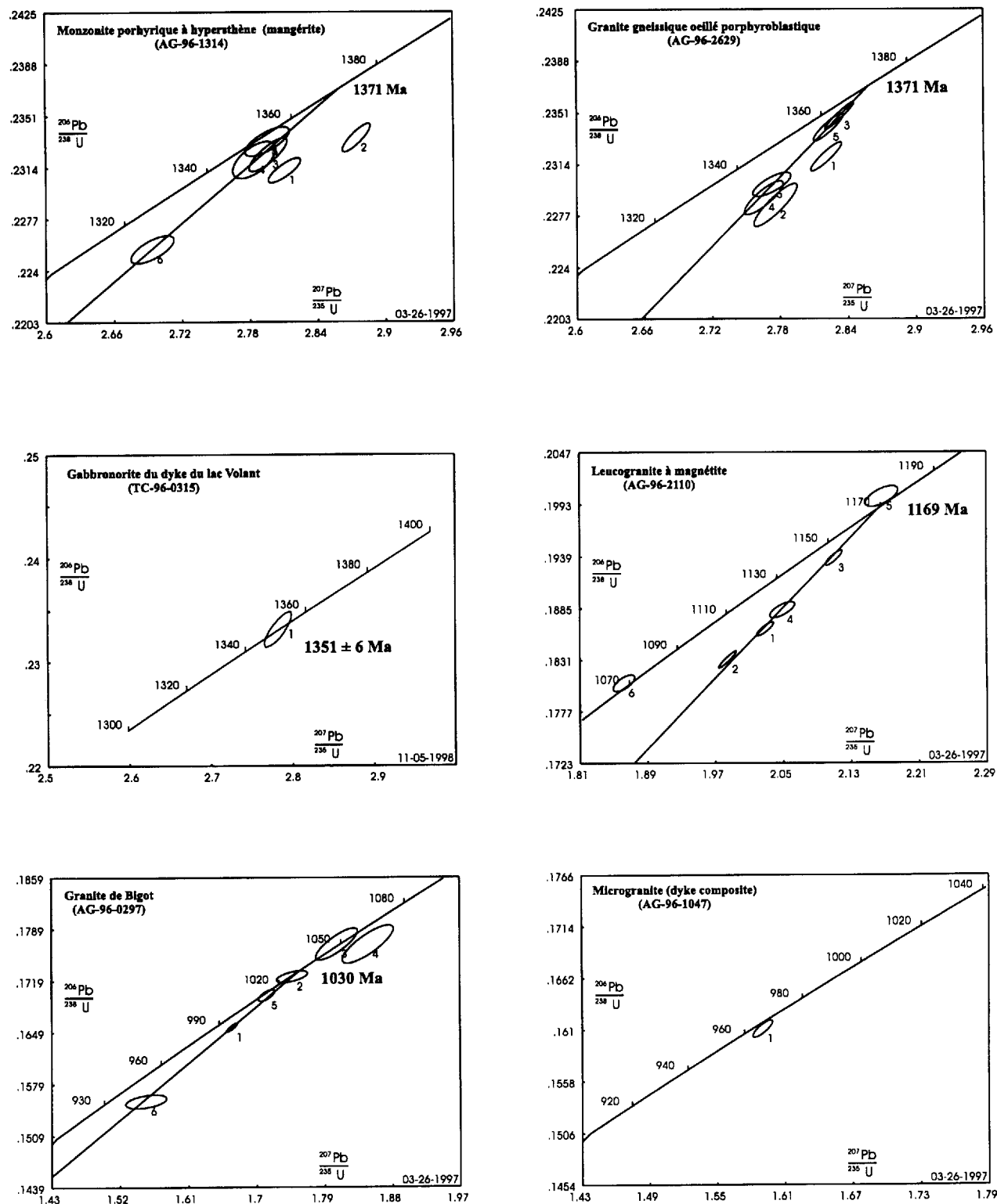


FIGURE 12– Diagrammes Concordia de six échantillons de la région de Nipisso-Manitou datés par le laboratoire de géochronologie GEOTOP (cf. tableau 1)

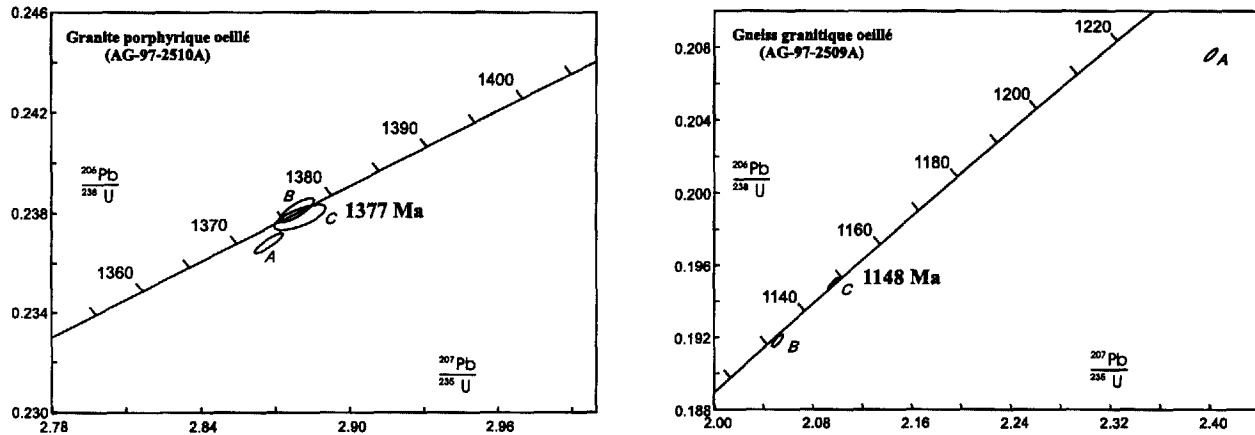


Figure 13– Diagrammes Concordia de deux échantillons de la région de Nipisso-Manitou datés par le laboratoire de géochronologie de la Commission Géologique du Canada (cf. tableau 2)

L'événement magmatique (I_4) est un événement limité dans le temps que nous lions à la mise en place du Dyke de Nipisso et aux dykes minéralisés de leucogabbro localisés plus à l'est dans le même linéament. Nous ne disposons pas d'âge U-Pb pour ce dernier. Toutefois, ses relations géologiques avec l'encaissant indiquent clairement qu'il est postérieur au chevauchement du Matamec qu'il recoupe sur son flanc ouest et antérieur à l'intrusion du Granite de Bigot. Cet événement constitue la première évidence régionale de magmatisme post-cinématique.

L'événement magmatique (I_5) est un événement intrusif auquel nous associons le Granite de Bigot. Ce granite non déformé et daté à $1030 \pm 12/-7$ Ma (site 7) est unique dans la région de Nipisso-Manitou. Plusieurs intrusions circonscrites, subcirculaires et très magnétiques, qui percent également le prolongement sud postulé du Matamec (feuille 22I/12), pourraient être des témoins de ce même magmatisme. Il pourrait en être de même pour certaines masses de granite non déformé, identifiées dans le Complexe de Canatiche (Chevé *et al.*, 1997).

L'événement magmatique (I_6) est daté à 974,3 Ma (site 8) dans le cadre du présent rapport par la composante felsique d'un dyke composite de diabase et de granite. De tels dykes ont surtout été observés dans le secteur nord du lac Manitou où leur association à une fracturation nord à nord-est, tardive et non cisailante, peut être clairement établie en quelques sites sur la rive ouest du lac. Dans ce secteur, des dykes granitiques à syénitiques, microgrenus et rosés, présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques que la composante felsique du dyke daté; ils sont probablement associés à cet événement I_6 , même si la composante diabasique n'est pas observée. Une interprétation semblable prévaut pour les dykes de diabase qui, à l'opposé, ne montrent pas de lien, en affleurement, avec du matériel granitique.

Événements métamorphiques

Nous ne disposons actuellement d'aucune datation de minéral qui nous permettrait de dater directement les principaux événements métamorphiques de la région de Nipisso-Manitou. L'analyse structurale et les datations sur le matériel igné présentés en début de chapitre permettent cependant d'en appréhender les grands traits. Dans l'évolution métamorphique de la région de Nipisso-Manitou, nous identifions ainsi cinq périodes majeures.

Nous définissons le métamorphisme M_1 comme le métamorphisme responsable de la texture et de la minéralogie du Matamec. Il s'agit d'un métamorphisme granulitique qui ne semble pas avoir affecté le dyke du lac Volant. Son emprise sur le Matamec serait ainsi au maximum d'une vingtaine de millions d'années entre 1371 Ma à 1351 Ma.

L'analyse des assemblages métamorphiques des roches de la région Nipisso-Manitou fait ressortir un gradient métamorphique croissant d'ouest en est. Dans le secteur du lac Nipisso, les paragenèses minérales rapportées par Hogan (1971) traduisent les effets d'un métamorphisme au faciès des amphibolites moyen à supérieur. Par contre, dans la région du lac Manitou, les assemblages minéralogiques que nous avons rencontrés sont le reflet d'un métamorphisme au faciès des granulites. Nous ne disposons pas d'informations suffisamment systématiques et précises pour définir dans quelle mesure ce gradient se moule aux intrusions anorthositiques du Havre-Saint-Pierre. Toutefois, les zircons qui livrent un âge concordant de 1061,5 Ma (site 5, tableau 1) dans la masse de leucogranite cartographiée à peu de distance de l'anorthosite prouvent qu'un métamorphisme de contact a accompagné le magmatisme du Havre-Saint-Pierre, tout au moins la mise en place du lobe sud-ouest distant d'une cinquantaine de kilomètres. Dans ce contexte interprétatif régional nous définissons comme M_2

le métamorphisme régional amphibolitique et M_3 le métamorphisme granulitique.

L'âge du métamorphisme M_2 n'est pas connu, si ce n'est qu'il est antérieur à l'âge postulé de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, soit antérieur à 1062 Ma. Aucun événement igné n'est connu dans le Complexe de Manitou de notre région dans la période 1140-1062 Ma. Par contre, la période de magmatisme I_2 que les données actuellement en notre possession assignent à la période 1168-1140 Ma pour la région Nipisso-Manitou, correspond assez étroitement à une période de magmatisme AMCG, de métamorphisme de contact et de décrochements dans la région du Saguenay – Lac-Saint-Jean (Higgins et van Breemen, 1996). Elle s'inscrit également à l'intérieur de la période de magmatisme AMCG et de magmatisme mafique que Gower (1996) reconnaît de 1180 Ma à 1120 Ma dans quelques terranes de la partie orientale du Grenville. Pour ces raisons, nous considérons le métamorphisme M_2 comme synchrone au magmatisme I_2 de la région de Nipisso-Manitou.

Le métamorphisme M_3 que nous associons à la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre est par le fait même daté à 1062 Ma. Les zircons tardifs du lobe sud-ouest de cette suite (van Breemen et Higgins, 1993) suggèrent que ces conditions de métamorphisme thermique ont prévalu durant une dizaine de million d'années.

Nous définissons le métamorphisme M_4 comme le métamorphisme rétrograde au faciès amphibolite inférieur à schistes verts qui accompagne le chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou. Ses effets, localisés dans la semelle de chevauchement, se manifestent essentiellement dans le couloir de déformation du ruisseau Plat et sur le flanc ouest de l'apex de la nappe. Son origine apparaît comme le réajustement minéralogique à une circulation de fluides engendrés et canalisés par le chevauchement aux conditions P-T qui prévalaient au cours de cet événement.

Le métamorphisme M_5 est un métamorphisme de faible température et pression du faciès schistes verts moyen à supérieur. À la différence de M_4 pour lequel les effets sont ponctuels, M_5 est régional et impose des ajustements minéralogiques à l'ensemble des roches, y compris celles livrant les âges U-Pb les plus jeunes. Nous lui associons les altérations thermales de basse température (épidote, biotite, chlorite, feldspaths alcalins) qui accompagnent la fracturation du secteur du lac Manitou.

Discussion : chronologie relative des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques

Au cours des paragraphes précédents nous avons cerné les principaux événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques de la région de Nipisso-Manitou. Nous nous proposons dans la présente section de présenter les relations entre ces événements. Le scénario proposé est

une hypothèse de travail qui sera affinée au fur et à mesure que de nouvelles données géologiques et géochronologiques seront disponibles. Le chronogramme de la figure 14 illustre ce scénario.

Les plus anciennes unités géologiques datées reconnues jusqu'à maintenant dans la région Nipisso-Manitou sont celles du Complexe de Matamec. Nos connaissances sur l'origine, les mécanisme de mise en place et le cadre géotectonique de ce complexe sont encore embryonnaires. L'extension prévue de nos travaux de cartographie vers le sud devrait contribuer à lever le voile sur ces paramètres. Le Complexe de Matamec nous apparaît actuellement comme un ensemble igné composite de gabbro-norite et de roches felsiques (mangérite, monzonite et granite) né d'un magmatisme que nous avons identifié comme I_1 . L'activité de la composante felsique de ce magmatisme s'est maintenue de 1377 Ma à 1371 Ma pendant et/ou postérieurement à l'activité mafique selon l'interprétation que l'on donne aux relations entre ces deux composantes. Ces roches ont été postérieurement déformées dans un épisode orogénique important par une tectonique plicative polyphasée et métamorphisées au faciès des granulites, événement M_1 . Elles ont été par la suite injectées, vers 1351 Ma, par des dykes de gabbro-norite cogénétique dont le potentiel métallifère est illustré par l'indice du lac Volant.

L'origine des feuillets de gneiss reconnus dans le complexe de Matamec reste également à préciser. Ceux-ci pourraient être des interstrates sédimentaires séparant une série de lopolithes intrusifs, les témoins d'enclaves ou de lambeaux au sein d'un complexe intrusif stratiforme ou, alternativement, des copeaux tectoniques arrachés au substratum de la nappe de chevauchement qui a transporté vers le nord, en un bloc quasi monolithique, l'ensemble du Complexe de Matamec.

La diversité des assemblages lithologiques de la composante gneissique du Complexe de Manitou rend très spéculatives les interprétations que nous pouvons faire à son sujet au stade actuel de nos travaux. Les niveaux de roches clairement identifiées à un protolithe sédimentaire sont restreints. Leur intercalation dans des gneiss quartzofeldspathiques porteurs de poches de roches calcosilicatées suggère un environnement peu profond de plate-forme et/ou de talus continental. Dans ce contexte, les faciès riches en minéraux mafiques (biotite, hornblende, grenat, clinopyroxène et orthopyroxène) pourraient représenter des protolithes sédimentaires impurs et/ou des protolithes volcano-sédimentaires de composition intermédiaire. De même, les niveaux amphibolitiques et les unités mafiques et ultramafiques seraient les témoins d'injections lopolithiques ou discordantes (dyke, pluton) de magmas mafiques. Les gneiss granitiques dont le développement semble s'accroître vers le sud des terrains cartographiés, surtout dans la région de Manitou, témoigneraient de secteurs où un magmatisme granitique précoce a prévalu.

Nous ne disposons d'aucune information géochronologique sur ce cortège de roches supracrustales qui nous

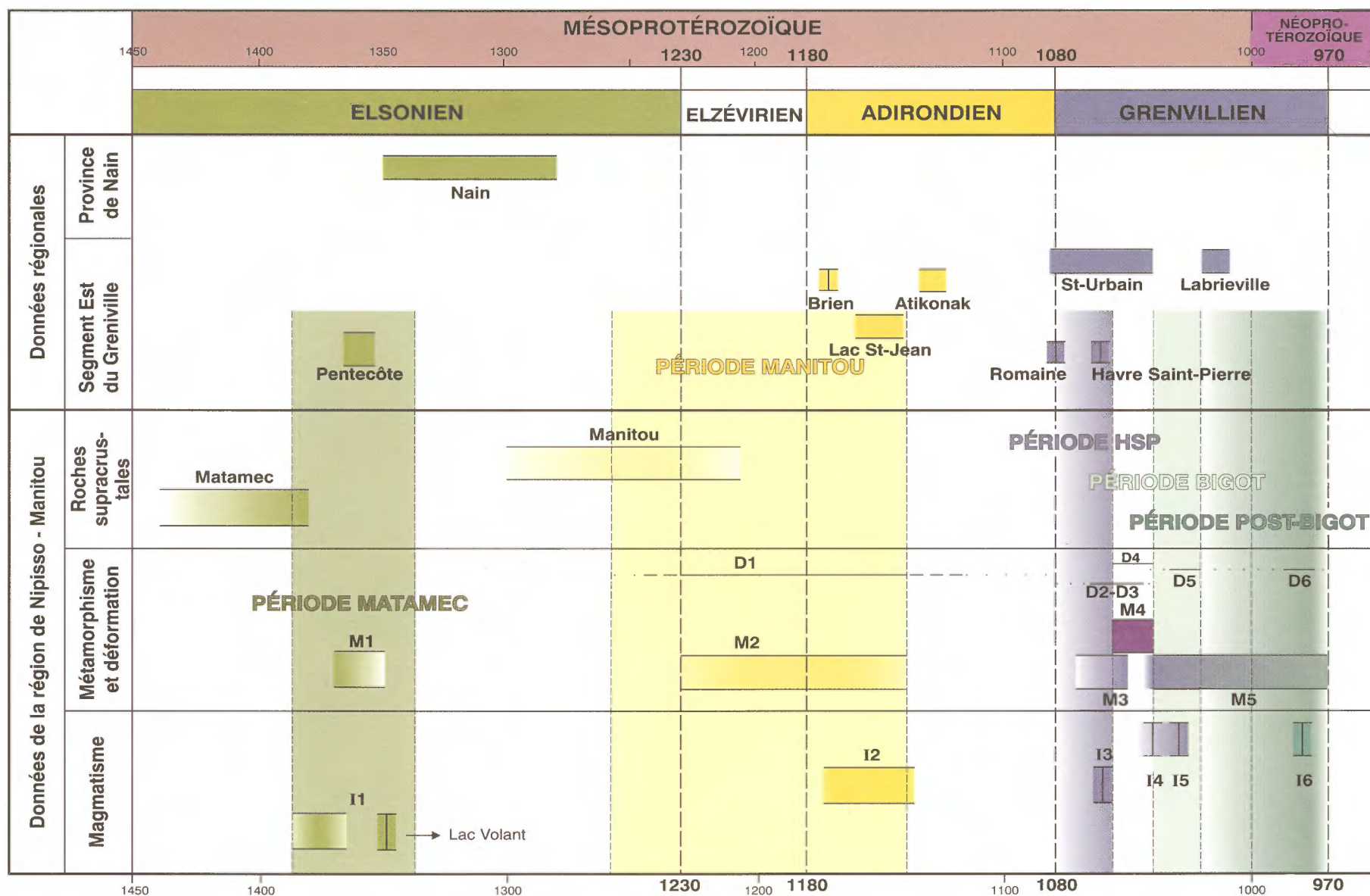


FIGURE 14 – Interprétation de la chronologie des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques à la lumière des âges radiométriques de la région de Nipisso-Manitou et des régions adjacentes (Période HSP = Période Havre-Saint-Pierre). Échelle géochronologique selon Gower, 1996.

permettrait d'en définir, même approximativement, l'âge de formation. Au fil de son évolution, ce cortège a incorporé des intrusions magmatiques felsiques qui ont conservé leur entité malgré les déformations subséquentes. Deux d'entre elles ont livré les âges de 1168 Ma et de 1140 Ma que nous avons assignés à la période de magmatisme I₂. Les protolithes des roches supracrustales gneissiques du Complexe de Manitou apparaissent en conséquence plus vieux que 1168 Ma. Parallèlement, comme nous l'avons déjà discuté antérieurement, nous envisageons que la période 1168-1148 Ma (sites 5 et 6, figure 11) accompagne tardivement l'événement métamorphique M₂ qui a porté l'empilement de roches supracrustales au faciès amphibolite. Très spéculativement, nous postulons que ces événements magmatiques et métamorphiques sont les témoins d'une orogénèse dont le produit final serait encrypté dans la foliation-gneissosité G₁ et qui, globalement, correspond à la période de déformation D₁.

Aucun événement igné n'a été enregistré dans la région de Nipisso-Manitou entre 1140 Ma et 1062 Ma. Aucune manifestation géologique ne semble associée à ce laps de temps de l'ordre de 75 Ma qui pourrait être le témoin d'une période anorogénique stable.

À la différence de la période précédente, la période 1062 Ma – 1030 Ma s'avère la période critique dans l'évolution tectonique de la région de Nipisso-Manitou. C'est à cette période que nous devons l'agencement actuel des principaux ensembles géologiques.

Instiguée par des contraintes dirigées vers le NW, la gneissosité G₁ est entraînée dans une déformation progressive ductile, l'événement D₂, dont le scénario nous apparaît comme suit. D'abord plicative et à l'origine de plis P₂ plus ou moins serrés (d'axes vraisemblablement perpendiculaires à la direction de transport), la déformation croît en intensité et acquiert de plus en plus d'hétérogénéités structurales. Les plis initiaux s'aplatissent, leurs charnières s'arquent et s'incurvent progressivement vers la direction de transport (plissement en fourreaux) alors que les flancs se délaminent. Au cours de ce processus, la roche développe une nouvelle structure gneissique (G₂) qui, à l'écart des charnières des plis P₂ initiaux, s'inscrit parallèlement à la gneissosité G₁ antérieure. Simultanément, la roche s'imprègne de la linéation L₂. L'accentuation de la déformation conduit à la formation de gneiss droit et à une plus profonde incrustation de la linéation.

Le chevauchement du Complexe de Matamec sur le Complexe de Manitou s'initie avec la déformation D₂ dont, en fait, il pourrait être l'instigateur plutôt que la conséquence. Le transport en bloc de la nappe de Matamec vers le NW force le réajustement du grain tectonique du substrat sur lequel elle se déplace. Simultanément, se développe, à l'est, le magmatisme I₃ de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre auquel nous associons également l'Anorthosite de Tortue. Le synchronisme de I₃ et de D₂ entraîne les masses anorthositiques dans l'acquisition d'une foliation et d'une linéation minérale qui s'inscrit, au pre-

mier stade de leur refroidissement, en cohérence avec la déformation subie par l'encaissant. Les travaux de van Breemen et Higgins (1993) permettent de postuler que ces phénomènes ont été acquis au cours d'une dizaine de millions d'années. Nous pouvons également assumer que cette période correspond au paroxysme granulitique du métamorphisme M₃.

L'apparition dans le paysage géologique de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et, plus particulièrement, de la masse ovoïde de l'Anorthosite de Tortue, complique l'avancée de la nappe de Matamec. Les matériaux impliqués dans la déformation sont bloqués dans leur transport NW et doivent se réajuster structuralement à la nouvelle géométrie. Telle serait la situation dans la région de Manitou suite au serrage de plus en plus intense des roches supracrustales du Manitou entre l'Anorthosite de Tortue et la semelle de la nappe de Matamec. Nous accordons à la déformation D₃ les manifestations de ces réajustements qui conduisent au couloir tectonique du ruisseau Plat ainsi qu'aux décollements, plissements et rebroussements forcés des secteurs est et ouest du lac Manitou au sud de l'isthme qui sépare l'Anorthosite de Tortue du lobe NW du Havre-Saint-Pierre. Le métamorphisme rétrograde M₄ au faciès amphibolite inférieur à schistes verts accompagne le serrage des roches supracrustales de cet événement D₃ dans le couloir tectonique du ruisseau Plat et dans la zone apicale (au nord et au nord-ouest) de la nappe de Matamec.

La fin de la déformation D₃ laisse le motif structural de la région de Manitou essentiellement comme il nous apparaît actuellement. La déformation D₄ est une déformation tardive fragile-ductile, sans lien avec les déformations antérieures qui, à la manière d'un mégaclivage de crénulation régional, provoque des ajustements plicatifs en crochons à proximité de linéaments régionaux NNE à NE. En impliquant les bordures foliées du lobe NW du Havre-Saint-Pierre, l'âge maximum de la déformation D₄ est probablement de l'ordre de 1052 Ma.

Le réseau de fractures et de failles WNW de la déformation D₃ apparaît comme la manifestation d'une déformation fragile. L'extension décakilométrique de ces structures et l'injection du Dyke de Nipisso et de matériel leucogabbroïque indiquent clairement que ces structures sont des structures majeures, profondément enracinées dans la croûte, et capables de canaliser vers la surface les montées magmatiques mafiques de l'événement I₄. L'âge de cet événement tectono-magmatique n'est pas précisément défini. Le magmatisme I₃ du Granite de Bigot (figure 11, site 7) qui recoupe à l'emporte-pièce le gabbro-norite du Matamec, lui est cependant postérieur, fixant ainsi l'âge minimum de I₄-D₃ à 1030 Ma. L'âge maximum est celui de la fin de la déformation D₄ qui ne nous est pas connue. Nous pouvons assumer raisonnablement qu'il se situe dans l'intervalle supérieur d'incertitude du Granite de Bigot, soit vers 1040 Ma.

La déformation D₆ a été interprétée dans la continuité de D₃. En réactivant ou traversant le Granite de Bigot et

contrôlant la mise en place d'un dyke composite de diabase-granite (site 8, figure 11) de l'événement magmatique I_6 , elle voit sa période d'activité contrainte entre 1030 Ma et 975 Ma. Nous ne pouvons cependant prétendre que toute la fracturation, telle qu'elle nous apparaît sur le terrain ou qu'elle s'exprime sur les photos satellitaires soit de cette période. Des réjuvenations tardives ou de nouvelles fractures ont fort probablement vu leur naissance en réponse à des réajustements isostatiques de la croûte laurentienne et/ou à l'initiation et au développement de l'orogénèse appalachienne.

Les ajustements minéralogiques du métamorphisme M_2 qui se développent sur l'ensemble des lithologies de la région Nipisso-Manitou fixent à priori son emprise postérieurement à 975 Ma. Nous ne pouvons cependant écarter qu'il ait également prévalu au cours des magmatismes I_4 à I_6 . Le métamorphisme M_2 traduirait ainsi soit les effets tardifs, rétrogrades, du métamorphisme M_3 , soit la marque d'un événement spécifique post-grenvillien.

Conclusion : la région de Nipisso-Manitou dans le contexte de l'orogénèse grenvillienne

À partir des relations chronologiques établies dans le paragraphe précédent, l'histoire tectonique, magmatique et métamorphique de la région de Nipisso-Manitou peut être résumée en cinq périodes majeures que nous allons tenter de placer dans le contexte géologique du segment oriental de la Province de Grenville

La période *Matamec* définit la mise en place, la déformation polyphasée et le métamorphisme granulitique des composantes gabbro-noritiques et felsiques du Complexe de Matamec. La période reconnue dans la région de Nipisso-Manitou s'étale de ~ 1377 Ma à 1351 Ma. Dans le contexte de l'orogène de Grenville, 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). Dans le segment oriental, plus spécifiquement, seule l'Anorthosite de la rivière Pentecôte (Nantel et Martignole, 1991; Martignole *et al.*, 1993) et son enveloppe mangéritique (Emslie et Hunt, 1990) livrent des âges comparables respectivement de 1354 ± 3 Ma et de $1365 \pm 7/-4$ Ma. À la lumière des compilations de Rivers (1995) et de Gower (1996) nous sommes en présence d'une période de magmatisme AMCG qui ne trouve pas d'autre expression dans la partie orientale du Grenville. Dans ce contexte, la signature et l'histoire tectonique particulière que nous reconnaissons 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 la 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 1168 Ma est inconnue. 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'orogénèse Elzevirien (1230-1190 Ma). Dans ce contexte interprétatif, leur déformation (D_1) et leur métamorphisme (M_1) s'inscriraient dans la période de fermeture et de serrage de ces bassins sur la marge du continent Laurentia, c'est-à-dire l'orogénèse Elzevirienne. L'initiation bien au sud du Grenville actuel, d'une subduction vers le nord, comme le propose Gower (1996) serait alors susceptible d'expliquer le magmatisme felsique I_2 de 1166-1140 Ma que nous avons enregistré dans la région de Nipisso-Manitou.

La période *Havre-Saint-Pierre* (HSP) est la période qui a oblitéré les principales caractéristiques géologiques pré-existantes 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 reconnaissons :

- 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;
- 2 - le magmatisme anorthositique I_3 et le métamorphisme M_3 associé;
- 3 - la finalisation du chevauchement de la nappe de Matamec;
- 4 - la déformation D_3 , soit le serrage ultime et l'accommodation des unités du Manitou entre les noyaux anorthositiques rigides et la nappe de Matamec; et,
- 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 à 1062 Ma. L'initiation de la déformation D_2 précède probablement cette date de quelques millions, ou dizaines de millions, d'années. Par contre, 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 la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette séquence d'événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques marque l'empreinte du début de l'orogénèse grenvillienne (ottawaienne) sur la région. Cette orogénèse, reconnue sur l'ensemble de la Province de Grenville, est définie approximativement entre ~1100-1000 Ma (Rivers, 1995) 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 accréctionnaires antérieurs. Une fabrique linéaire NW matérialise sur 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_1 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_1 , 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, l'orogénèse grenvillienne ait été bloquée vers 1042 Ma, soit quelque 40 à 70 Ma avant la fin anticipée de cette orogénèse 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 tectogénèse 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. Le magmatisme diabasique et composite I_6 accompagne ou suit cette déformation vers 975 Ma. Le métamorphisme au faciès des schistes verts M_5 , dont les premiers effets pourraient être associés à D_4 , prévaut également au cours de cette période dont l'âge minimum n'est pas connu. Dans le contexte de la partie orientale du Grenville, nous sommes au début des événements post-grenvilliens de Gowers *et al.* (1995) qui, jusqu'aux environs de 900 Ma, enregistrent les derniers soubresauts thermiques et tectoniques de la croûte.

INVENTAIRE DES INDICES ET DES SITES MINÉRALISÉS

Introduction

Ce chapitre présente d'abord une classification globale des indices et des sites minéralisés répertoriés lors du projet Manitou (travaux de 1996 et de 1997 couvrant les feuillets SNRC 22I/13, 22I/14, 22P/02, 22P/03 et 22P/04). Ensuite, nous faisons état du contexte géologique, de la minéralogie et des teneurs en métaux pour chacun des types d'indice et des sites minéralisés se trouvant dans le feuillet 22I/13 (les minéralisations dans les autres feuillets sont traitées dans le rapport pertinent). Lorsque les données le permettent, des interprétations sur l'origine des minéralisations sont également présentées. Les conclusions portent sur certains aspects généraux pour les types de

minéralisations les plus importants. Des descriptions brèves de toutes les minéralisations situées dans le feuillet 22I/13 sont présentées au tableau 3. Les minéralisations sont localisées sur la carte géologique et sur la figure 15.

Classification globale des indices et des sites minéralisés du projet Manitou

Les indices et les sites minéralisés¹ répertoriés lors du projet Manitou (travaux de 1996 et de 1997) sont classifiés selon la liste ci-dessous. Les types de minéralisation se trouvant dans le feuillet 22I/13 sont indiqués par un *astérisque* *. Plusieurs types n'ont pas été observés dans le feuillet 22I/13, à savoir (avec entre parenthèses le feuillet dans lequel le type a été noté) : type 1d (22P/03), type 2a (22P/02), type 2b (22I/14), type 3a (22P/03), type 3b (22I/14), type 3c (22I/14), type 4 (22P/03) et type 7. Pour ces types, le lecteur devra se référer au rapport sur le feuillet en question pour de plus amples informations.

Type 1 : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les roches ignées mafiques-ultramafiques

Type 1a : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue *

Type 1b : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans le gabbro-norite à olivine coronitique *

Type 1c : Cu-Ni-Co (-ÉGP-Au) dans les dykes ou les filons-couches mafiques peu déformés (type lac Volant) *

Type 1d : Cu-Ni dans le gabbro-pyroxénite en terrain gneissique

Type 2 : Fe-Ti \pm P dans les intrusions mafiques

Type 2a : Fe-Ti-P dans les roches mafiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

Type 2b : Fe-Ti dans une intrusion de leuconorite-anorthosite dans le Complexe de Manitou

Type 3 : Fe \pm Ti \pm P \pm Cu \pm ÉTR \pm F \pm Mo \pm Au d'origine hydrothermale probable

Type 3a : Fe-Cu-ÉTR-F-Mo-Au dans le leucogranite

Type 3b : Fe \pm Ti dans le leucogranite et le gneiss à hornblende

Type 3c : Fe-P-Ti dans le gneiss mafique

Type 4 : Cu \pm Zn dans le paragneiss quartzofeldspathique

Type 5 : Cu-Zn \pm Ni-Au-Ag dans le paragneiss graphiteux *

Type 6 : Cu \pm Ni \pm Zn \pm Pb \pm Au tectonométamorphiques *

Type 7 : Minéralisations non classifiées

¹ Un « indice » est une minéralisation pour laquelle l'analyse a donné au moins une valeur au-dessus d'un seuil prédéfini. Pour les éléments suivants, ces seuils sont : Cu, 0,1 %; Ni, 0,25 %; Co, 0,5 %; Zn, 0,3 %; Fe, 20 %; Ti, 10 %; ÉGP, 0,5 ppm; Au, 0,5 ppm. Une minéralisation n'ayant pas de telle valeur est un « site minéralisé ». Une fiche de gîte existe pour chaque « indice » dans le feuillet 22I/13.

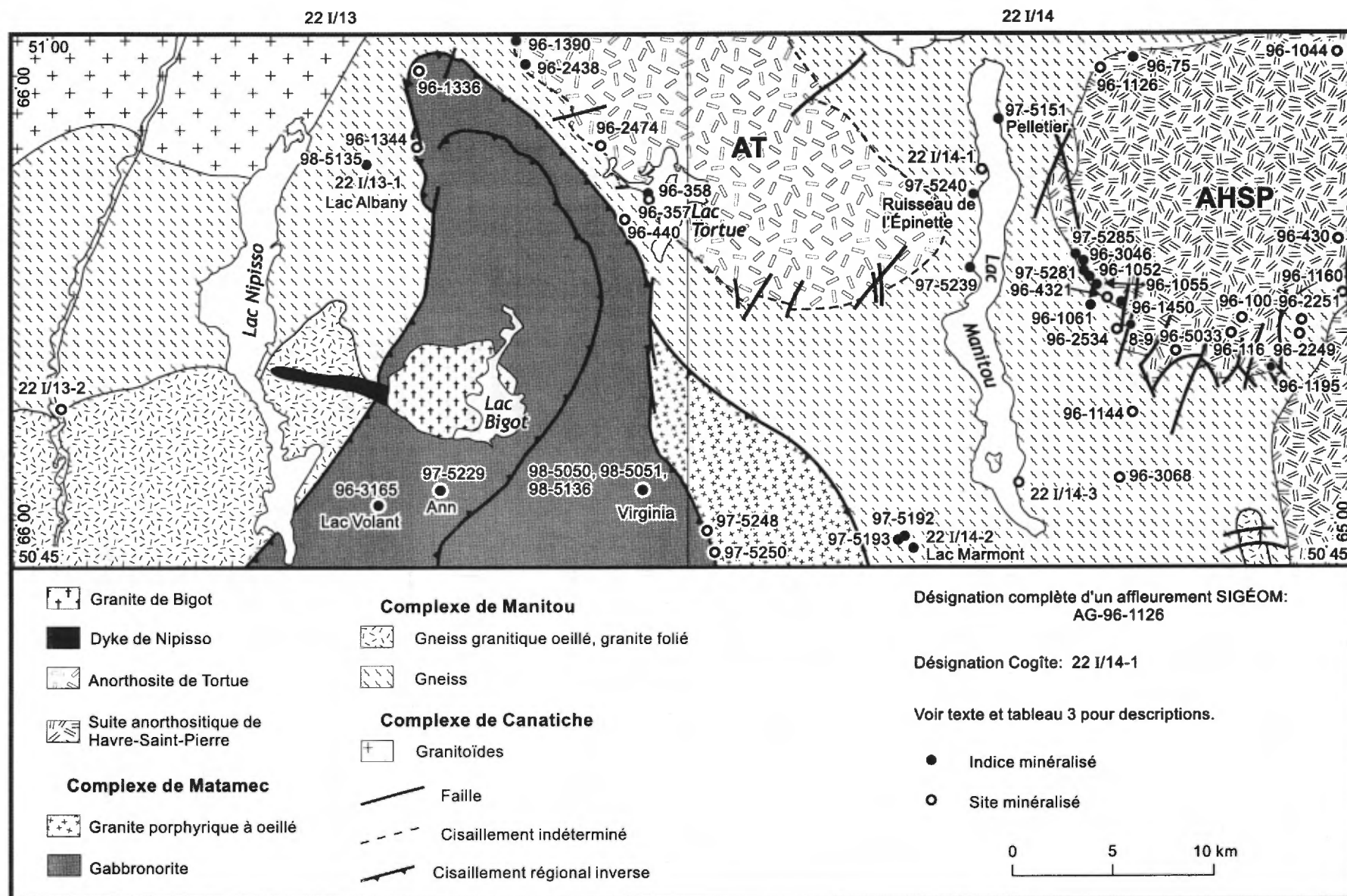


FIGURE 15 – Localisation des indices et des sites minéralisés de la région de Nipisso-Manitou (cf. tableau 3). Feuilles 22I/13 et 22I/14. AT, Anorthosite de Tortue; AHSP, Anorthosite de Havre-Saint-Pierre.

TABEAU 3 - Indices et sites minéralisés de la région de Nipisso (22/13). Localisation sur la figure 15.

No(s), d'affleurement(s)	96-357, 97-5199 (sud)	96-358, 97-5199 (nord)	96-440	96-1336	96-1344	96-1390	96-2438, 97-5230	96-2474	96-3165	97-5229	98-5135	98-5050, 98- 5051, 98-5136
No. Cogite									22/13-3		22/13-1	22/13-2
Nom									Lac Volant	Ann	Lac Albany	Virginia
Indice (I) ou site (S)	S	I	S	S	S	I	I	S	I	I	I	I
Type	1a	1a	6	1b	6	1a	1a	1a	1c	1c	6	5
Métaux	Ni, Cu, Zn, Co	Ni, Cu, Co, Zn, Pt, Pd, Au	Zn, Cu	Ni, Cu, Co, Zn	Zn, Cu	Cu, Ni, Co, Zn	Cu, Ni, Zn, Co, V, Pt, Pd	Cu, Ni, Zn, Co	Cu, Ni, Co, Pd, Pt, Au, Ag	Ni, Cu, Co, V, Zn, Pt, Pd, Au	Cu, Ni, Ag	Cu, Ni
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												
Métaux												

Explications : Cu, teneur > seuil d'indice minéralisé ("indice minéralisé", I); Cu, teneur < seuil d'indice minéralisé ("site minéralisé", S)

Abréviations : Ind., indice; SD, sulfures disséminés; SR, sulfures réticulés; SSM, sulfures semi-massifs; SM, sulfures massifs;
OD, oxydes disséminés; OR, oxydes réticulés; OM, oxydes massifs. Les abréviations des roches et des minéraux sont celles
du SIGÉOM (MB 96-28).

Minéralisations dans le feuillet 22I/13

TYPE 1 : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) DANS LES ROCHES IGNÉES MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES

Type 1a : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans les suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue

Plusieurs nouveaux indices et sites minéralisés ont été répertoriés dans l'Anorthosite de Tortue (AT) et dans le lobe nord-ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (AHSP). Ces indices ont été mis au jour depuis le début du projet Manitou par le MRN en 1996 et les campagnes d'exploration subséquentes (Clark *et al.*, 1996; Perreault et Gaudreau, 1997). Cinq indices et sites minéralisés ont été découverts par le MRN dans l'AT (feuillet 22I/13; tableau 3). Environ 37 zones minéralisées sont maintenant connues dans la partie de l'AHSP située dans le feuillet 22I/14.

Contexte géologique du type 1a

Presque toutes les minéralisations associées au lobe nord-ouest de l'AHSP et toutes les minéralisations connues dans l'AT se situent dans la zone de bordure du massif, à moins de 1 km de ses contacts. Dans les deux cas, cette zone est composée majoritairement de leuconorite, de leucogabbro-norite, de norite, de gabbro-norite et d'anorthosite. Elle se distingue du reste du massif par la présence de niveaux d'orthopyroxénite, localement porteuse d'un peu de quartz. De plus, cette zone est relativement bien rubanée à l'échelle décimétrique à métrique. Le rubanement est généralement parallèle au contact externe des massifs et à la foliation tectonique régionale. Il a été fortement déformé, à l'étape magmatique et/ou au cours de la déformation régionale, puisqu'on remarque des plis isoclinaux tout près de certains indices. Le pendage du rubanement dans la zone de bordure autour du lobe nord-ouest de l'AHSP est modéré à fort vers le sud, le sud-ouest ou le sud-est. Ce fait suggère un déversement tectonique dans le massif généralement vers le nord.

Orthopyroxénite : roche principale liée à la minéralisation

Les minéralisations sulfurées associées aux massifs anorthositiques sont étroitement liées aux niveaux d'orthopyroxénite. La grande majorité des minéralisations sont logées dans des niveaux métriques à décamétriques de ce lithofaciès. Cependant, quelques exemples de gabbro-norite ou de gabbro minéralisés ont aussi été observés. Localement, on trouve des veines de sulfures massifs dans des roches plus leucocrates, généralement à proximité d'orthopyroxénite.

Il est probable que la plupart des niveaux d'orthopyroxénite coupent la séquence rubanée. Ainsi, les contacts des niveaux d'orthopyroxénite avec la roche encaissante sont généralement francs. De plus, une relation de recoupement entre l'orthopyroxénite et des roches leucocrates rubanées a été observée en affleurement à quelques endroits. La mise en place de l'orthopyroxénite aurait donc été effectuée après l'accumulation des roches rubanées plus leucocrates. Étant donné que les niveaux d'orthopyroxénite sont grossièrement parallèles au rubanement, il s'agit probablement de filons-couches pour la plupart.

Les observations détaillées sur les indices indiquent que les intrusions d'orthopyroxénite ont été déformées. Elles auraient été affectées par une déformation plicative. Ainsi, la foliation dans les roches leucocrates de l'encaissant affecte également les bordures (sur quelques centimètres) des niveaux d'orthopyroxénite, même si cette foliation n'est pas observée dans la partie interne des niveaux. De plus, la forme ondulante locale des contacts et la relation de ces ondulations avec la foliation de l'encaissant suggèrent la présence de plis ouverts à charnières arrondies qui affectent l'orthopyroxénite. Les affleurements d'orthopyroxénite sont localement éparpillés; certaines masses métriques à décamétriques de cette roche ont une forme irrégulière et circonscrite et les contacts sont localement cisailés. Au site d'une des minéralisations dans l'AT, les niveaux d'orthopyroxénite (jusqu'à 1 m d'épaisseur) sont boudinés. Ces faits suggèrent que, localement, un niveau ou des niveaux d'orthopyroxénite d'extension originellement plus importante aient été démembrés lors de la déformation, soit par boudinage ou par l'action de failles décrochantes.

À l'échelle mésoscopique et à celle d'une lame mince, on observe que l'orthopyroxénite est généralement fortement recristallisée. Ainsi, des cristaux plurimillimétriques à pluricentimétriques d'orthopyroxène, considérés comme primaires, baignent dans une matrice d'orthopyroxène à granulométrie plus fine et à texture granoblastique. Cette texture est interprétée comme le résultat d'une recristallisation métamorphique.

Distribution des sulfures du type 1a

L'abondance des sulfures dans l'orthopyroxénite varie énormément; on y voit des disséminations éparses, des sulfures à texture semi-réticulée à réticulée (en filets), et des concentrations semi-massives à massives. La relation spatiale étroite entre les sulfures et l'orthopyroxénite ainsi que les textures disséminées à réticulées suggèrent que les sulfures sont ultimement d'origine magmatique et sont liés à la mise en place d'un magma mafique. Toutefois, les concentrations semi-massives et massives logées à travers les sulfures disséminés montrent souvent des formes ou des structures suggérant des filons. On interprète de telles relations comme des évidences pour la mobilisation locale des sulfures.

Les corps de sulfures massifs (c'est-à-dire près de 100 % de sulfures) mis en évidence à quelques endroits dans l'AHSP par dynamitage (travaux d'Explorations GéoNova inc.) sont d'intérêt particulier. Ces corps, de taille généralement décimétrique à métrique, se localisent dans des niveaux d'orthopyroxénite ou bien dans l'encaissant leuconorite tout près de l'orthopyroxénite. Ils montrent des contacts nets qui suggèrent une mise en place filonienne. À un endroit dans le feuillet 22I/14 (Chevé *et al.*, 1998, indice 96-3046), par exemple, une veine de sulfures massifs de 10 cm d'épaisseur et à contacts droits et nets coupe l'anorthosite à environ 1 m d'une orthopyroxénite à sulfures disséminés à massifs. À un deuxième endroit dans le feuillet 22I/14 (indice 97-5281), une masse irrégulière de sulfures massifs de 1 m de large est logée dans une leuconorite foliée, adjacente à un niveau métrique d'orthopyroxénite très faiblement minéralisé. La séquence leuconorite est rubanée, plissée et stérile. Cette masse coupe nettement la foliation dans l'encaissant et contient des enclaves de leuconorite foliée ainsi que des cristaux et des agrégats de cristaux d'orthopyroxène. On y observe aussi des veines de sulfures massifs qui se recoupent et des veines courtes et droites. À un troisième endroit dans le feuillet 22I/14 (indice 96-1450), une veine de sulfures massifs de 2 cm de largeur et ~10 cm de longueur, dont la forme ressemble à un coin allongé, est issue d'un amas irrégulier métrique de sulfures semi-massifs et coupe l'encaissant plissé. Toutes ces veines ont pu se former par remplissage de fentes dans la leuconorite. Ces observations suggèrent que l'établissement de la forme actuelle des amas et la mise en place des veines de sulfures massifs se sont produits tardivement, vers la fin ou après la déformation plicative locale. Il n'est pas clair si cette déformation soit tectonique ou magmatique. Il est possible que des corps de sulfures massifs existaient à proximité de leur localisation actuelle avant la déformation.

Composition des sulfures du type 1a

Dans les minéralisations de type 1a, les échantillons analysés (incluant les résultats de Villeneuve, 1996) ont des teneurs en Ni généralement inférieures à 1 %. La teneur en cuivre, par contre, atteint 4,5 % (figure 16a). D'après nos analyses pour les feuillets 22I/13 et 22I/14, le rapport Cu/(Cu+Ni) montre une très grande variation. Pour l'ensemble des indices de ce type, ce rapport varie entre 0,13 et 0,96 (moyenne = 0,61) et le coefficient de corrélation pour le Cu-Ni est de 0,47. À basse teneur (moins que 1 % Cu), le rapport Cu/(Cu+Ni) est semblable à celui des indices reliés aux dykes mafiques (type 1c; figures 16c et 16d). Cependant, pour une teneur en Cu plus grande que 1 %, les indices associés aux anorthosites montrent un rapport Cu/(Cu+Ni) plus grand que les indices de type 1c (sauf pour les échantillons exceptionnellement riches en chalcopryrite) (figures 16c et 16d). Les minéralisations de basses teneurs conservent probablement leurs teneurs magmatiques ini-

tiales en Cu et Ni et un rapport Cu/(Cu+Ni) moyen d'environ 0,5. Les minéralisations ayant des teneurs plus élevées semblent avoir subi un enrichissement en Cu. Un enrichissement semblable se manifeste également dans les minéralisations de type 1c.

La teneur en Co atteint un maximum de 0,24 % (échantillon analysé par Villeneuve, 1996). D'après nos analyses, le Co se corrèle fortement avec le Ni (coefficient de corrélation = 0,89), suggérant que la pentlandite est cobaltifère puisque la majorité du Ni est dans la pentlandite. La valeur moyenne du rapport Co/Ni est de 0,36. Ces sulfures sont plus cobaltifères comparés au nickel que les sulfures de type 1c, observation qui pourrait être expliquée par des différences du facteur R (voir la section qui traite de la «Composition des sulfures du type 1c»).

À l'instar du Ni et du Cu, le Co et le Cu se corrélient faiblement (coefficient de corrélation = 0,42). Cette variation disparate du Cu et du Co est particulièrement évidente dans les échantillons riches en métaux usuels. Ainsi, certains échantillons riches en Cu sont pauvres en Co, et *vice versa*.

D'après les échantillons prélevés par le MRN dans les feuillets 22I/13 et 22I/14, les indices de type 1a sont assez pauvres en ÉGP. Les teneurs maximales obtenues dans nos échantillons sont de 92 ppb Pd et de 74 ppb Pt (sulfures massifs). À peu d'exceptions près, nos échantillons donnent moins que 40 ppb Pd et moins que 50 ppb Pt. Cependant, les travaux d'Explorations GéoNova ont mis au jour plusieurs indices dans le feuillet 22I/14 analysant plus de 100 ppb Pd (Villeneuve, 1996). Les meilleures teneurs obtenues par cette compagnie sont de 528 ppb Pd et de 924 ppb Pt (feuillet 22I/14, échantillon 45516, Villeneuve, 1996). Le même échantillon a donné à l'analyse 3,07 % Cu, 0,92 % Ni, 0,10 % Co et 393 ppb Au. Cet indice est formé de veines décimétriques de sulfures massifs qui coupent de l'anorthosite stérile et de l'orthopyroxénite minéralisée. Une de ces veines est très riche en pyrite, suggérant la possibilité que ses teneurs élevées en ÉGP soient dues à la remobilisation des sulfures.

Dix échantillons de minéralisation de type 1a ont donné des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ entre -1,5 et +2,4 per mil (moyenne = +0,74), soit des valeurs proches de celles du manteau (0 à +5 per mil). Notons qu'un échantillon de paragneiss à sulfures disséminés (géofiche AG-97-5286) prélevé dans le feuillet 22I/13 a donné une valeur de +3,2, soit à l'intérieur de la variation mantellique. Le rapport S/Se pour les minéralisations de type 1a varie entre 12 000 et 1 123 000 (moyenne = 288 000 pour 10 échantillons). Ce sont des valeurs très élevées comparées aux valeurs mantelliques (~2800-4500). Ce fait indique un appauvrissement important en Se tel que l'on observe dans les sédiments clastiques (Eckstrand et Hulbert, 1987). Notons que ce paragneiss minéralisé a donné un rapport S/Se de 13 100. Ces résultats suggèrent que le soufre dans les minéralisations de type 1a soit d'origine crustale.

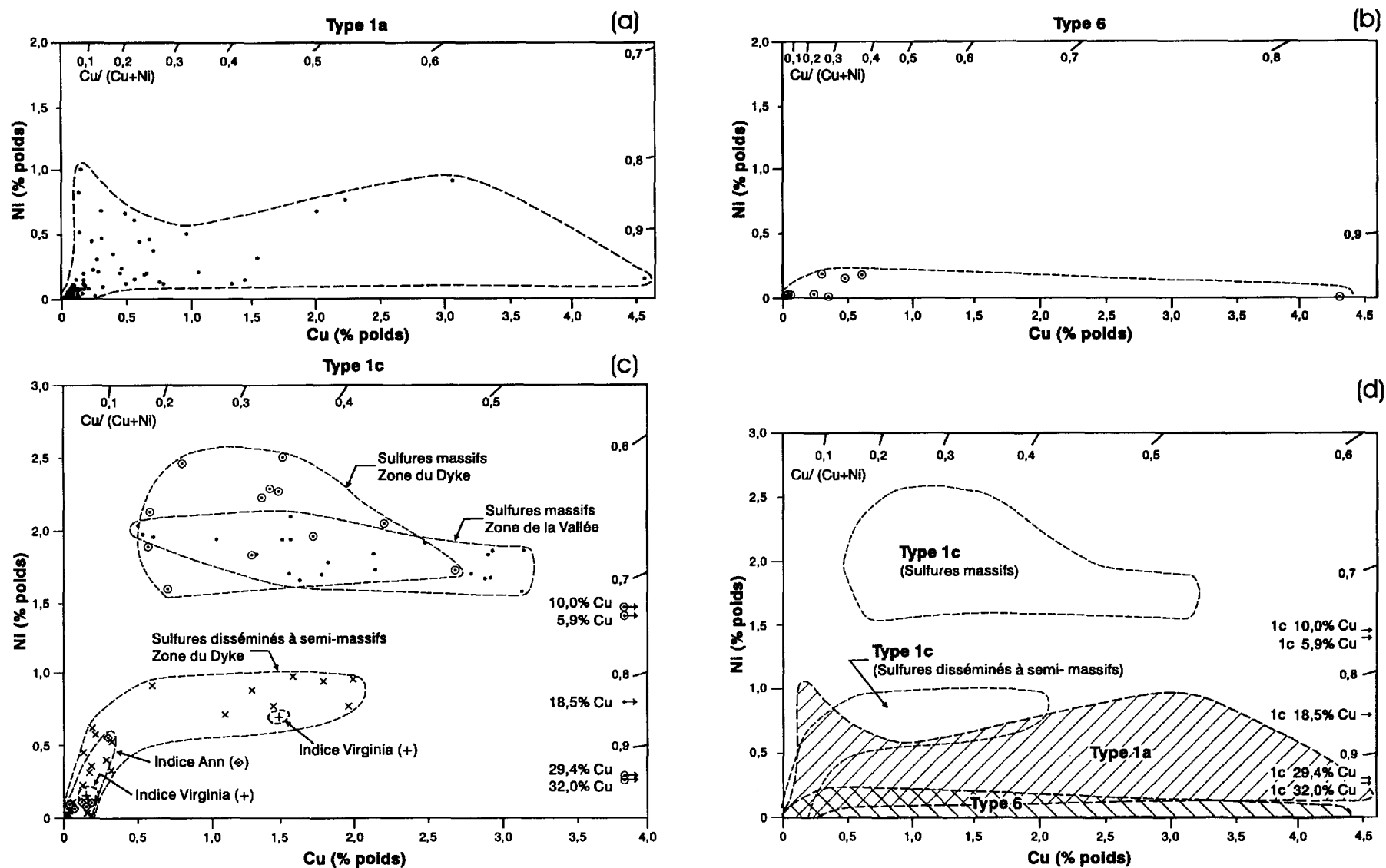


FIGURE 16 – Relations Cu (% poids) – Ni (% poids) dans les minéralisations de types 1a, 1c et 6. Feuilles 22I/13 et 22I/14.

Conclusions sur les minéralisations de type 1a

La distribution des indices de *type 1a* dans les feuillets 22I/13 et 22I/14 indique clairement que les zones de bordure des massifs anorthositiques sont plus prometteuses pour les minéralisations de Cu-Ni(-Co-ÉGP-Au) que les parties internes. Les bordures des massifs sont des lieux privilégiés pour l'injection de magmas mafiques chargés de cristaux d'orthopyroxène. Ces pulsations forment des filons-couches ou des dykes. Nos observations de terrain suggèrent que certaines unités d'orthopyroxénite se soient mises en place après l'accumulation de la séquence anorthositique-leuconoritique rubanée et avant la fin de la déformation qui affecte cette séquence. En général, l'importance de la minéralisation varie en fonction du volume d'orthopyroxénite.

L'omniprésence de sulfures disséminés dans l'orthopyroxénite appuie l'hypothèse que ces sulfures sont d'origine magmatique. L'origine ultime des sulfures massifs et semi-massifs est plus problématique. Généralement, les sulfures massifs sont filoniens, et dans certains cas, les veines se sont injectées pendant ou après la déformation. Il est possible que les veines représentent des sulfures massifs magmatiques, syngénétiques et mobilisés pendant la déformation.

En se basant sur les indices de *type 1a* découverts jusqu'à présent, on peut s'attendre à ce que les échantillons d'orthopyroxénite minéralisée dans les zones de bordure des anorthosites fournissent jusqu'à 1 % Ni et contiennent des quantités importantes et très variables de chalcopryrite. Localement, les sulfures seront enrichis (centaines de ppb) en ÉGP et or.

Type 1b : Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) dans le gabbro-norite à olivine coronitique

Un exemple de ce type a été inventorié dans le feuillet 22I/13 (affleurement 96-1336; figure 15 et tableau 3). Il s'agit d'un site minéralisé localisé près de la limite nord du Complexe de Matamec, dans un secteur caractérisé par la présence de plusieurs failles de chevauchement. Un affleurement de gabbro-norite à olivine contient un peu de sulfures disséminés. La forte déformation dans ce secteur a causé une recrystallisation du gabbro-norite (texture en mortier, plans de clivage courbés). Ainsi, des cristaux d'orthopyroxène (cristaux xénomorphes à idiomorphes, plurimillimétriques), de clinopyroxène (interstitiel, moins abondant que l'orthopyroxène) et d'olivine (xénomorphe) baignent dans une matrice granoblastique à grain fin d'orthopyroxène, de hornblende et de hercynite. L'olivine est localement coronitique, avec un anneau d'orthopyroxène aux endroits où elle est en contact avec les gros cristaux de clinopyroxène. Plus typiquement, l'olivine est entourée de la matrice à orthopyroxène-hornblende-hercynite. Une analyse a donné 112 ppm Cu, 861 ppm Ni et 92 ppm Co, pour 0,20 % soufre.

Type 1c : Cu-Ni-Co(-ÉGP-Au) dans les dykes mafiques peu déformés (type lac Volant)

Trois indices minéralisés de *type 1c* ont été répertoriés dans le feuillet 22I/13 (tableau 3). Il s'agit de l'indice du lac Volant, découvert en 1996 par le MRN (Perreault *et al.*, 1996); de l'indice Ann, découvert en 1997 par le Groupe Ross; et d'un indice sans nom découvert en 1997 par la compagnie Mines d'Or Virginia, à 10 km au SE du lac Bigot (appelé dorénavant l'indice Virginia; Mines d'Or Virginia, 1997). Ces minéralisations sont composées de sulfures disséminés, en filets (réticulés, matriciels), semi-massifs à massifs et logés dans des dykes mafiques. La découverte de l'indice du lac Volant en 1996 a suscité une intense activité de jalonnement et a grandement stimulé l'exploration du Ni-Cu dans la Province de Grenville (Perreault *et al.*, 1996). La découverte a incité le MRN à entreprendre un levé aéroporté magnétique-EM afin de faciliter les travaux d'exploration (Dion et Scintrex ltée, 1997a, 1997b, 1997c et 1997d).

Dykes porteurs des minéralisations

Les minéralisations sulfurées sont logées dans des dykes mafiques. Les dykes du lac Volant et de l'indice Ann sont de composition gabbro-noritique tandis que le dyke de l'indice Virginia est leuconoritique et riche en magnétite (Mines d'Or Virginia, 1997). L'épaisseur des dykes est variable, soit environ 20-90 m au lac Volant et environ 200 m à l'indice Virginia; l'épaisseur du dyke à l'indice Ann n'est pas connue. Au lac Volant, plusieurs dykes non minéralisés, d'épaisseur métrique, ont aussi été cartographiés. L'orientation des dykes dans la région est variable, soit NE-SW dans le cas du lac Volant et NW-SE dans les cas de l'indice Ann et de l'indice Virginia. Généralement, les dykes sont fortement inclinés. Le dyke minéralisé du lac Volant est parallèle à une famille de linéaments importants qui, près de l'indice, sont parallèles au grain structural (Perreault *et al.*, 1996). Ce dyke est déformé seulement près de sa bordure où une foliation peut être observée. Les dykes mineurs près de l'indice coupent la foliation; ils coupent aussi une zone de cisaillement importante dans les gabbro-norites granulitiques et les granitoïdes du Complexe de Matamec. Le dyke de l'indice Virginia est parallèle à un groupe d'anomalies magnétiques qui semblent indiquer la présence d'autres dykes semblables dans ce secteur (Dion et Scintrex ltée, 1997b et 1997d). Ce dyke et les autres dykes apparentés sont discordants au grain structural du Complexe de Matamec. Les dykes sont donc interprétés comme étant tardi- à postcinématiques. Un âge préliminaire de cristallisation de 1351 ± 6 Ma (site 4, figure 11) a été obtenu pour le dyke du lac Volant (U/Pb sur zircon, Gobeil *et al.*, 1997). L'âge minimum du gabbro-norite granulitique déformé porteur du dyke est de 1371 Ma (Gobeil *et al.*, 1997). Ainsi, ces deux dates limitent l'âge d'un épisode tectonométamorphique important.

Les dykes sont à grain fin à moyen et composés principalement de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de biotite. Le dyke du lac Volant contient de la hornblende primaire. De petits agrégats de quartz et d'apatite interprétés comme le produit de cristallisation d'un magma résiduel évolué sont présents dans les dykes du lac Volant et de l'indice Ann. Les oxydes sont l'ilménite et la magnétite. L'ilménite est communément entourée d'une auréole de biotite. Une caractéristique importante des plagioclases est leur couleur gris violacé à l'œil nu et leur aspect turbide sous le microscope. Localement, les pyroxènes sont partiellement à complètement altérés en amphiboles colorées ou incolores.

Le magma du secteur du lac Volant était tholéiitique et chimiquement très semblable à ses encaissants gabbro-noritiques granulitiques (Nabil *et al.*, 1997). Les rapports entre certains éléments traces suggèrent une affinité avec les tholéiites primitives contaminées par du matériel crustal. En ce qui concerne les éléments majeurs, le dyke de l'indice Ann a une composition presque identique à celle du dyke du lac Volant.

Une caractéristique marquée des dykes du lac Volant et de l'indice Ann est leur structure bréchique. Au lac Volant, cette structure est visible tant dans les sections stériles que dans celles qui sont minéralisées. La structure se manifeste par la présence de fragments gabbro-noritiques cogénétiques, anguleux ou arrondis et de taille pluricentimétrique à décimétrique. Les fragments sont sertis dans une matrice elle-même bréchique où les fragments sont millimétriques à centimétriques. Dans la zone minéralisée, les sulfures sont disséminés à la fois dans les fragments et la matrice. L'aspect bréchique y est souligné par les différences dans l'abondance et la texture des sulfures dans les deux composantes de la brèche. La matrice tend à être plus riche en sulfures que les fragments et certains fragments sont stériles. À l'indice Ann, la structure bréchique s'est formée dans un présumé dyke de gabbro-norite stérile ou faiblement minéralisé par la mise en place d'un stockwerk de dykes un peu plus jeunes de gabbro-norite sulfuré d'épaisseur pluricentimétrique. Ces dykes tardifs contiennent des fragments provenant surtout de leurs épontes immédiates. Toutefois, de rares fragments d'orthopyroxénite et de gros cristaux intratelluriques d'orthopyroxène sont d'origine plus distante.

Le dyke principal et les dykes subsidiaires au lac Volant contiennent localement des enclaves exotiques et des phénocristaux intratelluriques. Ainsi, le dyke principal contient à un endroit un fragment de 20 cm de longueur de quartzite laminé. Un dyke subsidiaire contient de nombreuses enclaves anguleuses de granite bien folié. Un autre dyke mineur contient des enclaves millimétriques de pyroxénite et d'anorthosite. Enfin, le dyke principal contient des cristaux intratelluriques de plagioclase atteignant un longueur de plusieurs centimètres.

Distribution des sulfures du type 1c

La distribution des sulfures massifs est propre à chacun des indices mentionnés. Dans tous les cas, les sulfures massifs sont étroitement associés à des sulfures disséminés ou en filets. Au lac Volant, les sulfures massifs, composés partout de près de 100 % de sulfures, sont sous forme d'amas circulaires ou lenticulaires en plan et jusqu'à 90 m de longueur. Les sulfures disséminés ont une distribution dans le dyke beaucoup plus étendue (300 m à la découverte initiale) que les sulfures massifs et enveloppent les amas de ces derniers. Les forages indiquent que l'extension en profondeur des amas de sulfures massifs est limitée à quelques mètres (Raymond *et al.*, 1997). Les amas sont orientés suivant un axe principal subhorizontal. Il n'y a pas d'indication apparente que les sulfures massifs, lors de leur mise en place, ont préféré l'un ou l'autre des deux contacts du dyke. À l'indice Ann, les sulfures massifs ou semi-massifs sont filoniens. Les veines sulfurées sont composées d'un mélange de gabbro-norite à grain fin à moyen et de sulfures en proportions très variées; ainsi, on observe une transition rapide et aléatoire entre les sulfures disséminés et massifs dans les veines. À l'indice Virginia, un niveau de sulfures semi-massifs à massifs, d'épaisseur métrique, se loge tout près du contact inférieur du dyke. Ces sulfures sont interstitiels et filoniens. Ils sont associés à des altérations (scapolite, biotite, actinote, titanite, carbonate, apatite, quartz) qui suggèrent qu'une partie des sulfures est remobilisée. Ce niveau est surmonté par une leuconorite à biotite, qui est très magnétique et contient des sulfures disséminés à réticulés et de la magnétite abondante.

Composition des sulfures du type 1c

Les résultats d'analyse pour les différents indices de type 1c sont illustrés graphiquement sur la figure 16c. La composition moyenne des sulfures massifs au lac Volant a été estimée à 2,3 % Cu, 2,0 % Ni et 0,1 % Co (Perreault *et al.*, 1996). À l'analyse, les échantillons choisis et en rainure de sulfures massifs donnent entre 0,5 et 32,5 % Cu et entre 1,5 et 2,5 % Ni. Les compositions des différentes lentilles de sulfures massifs peuvent aussi varier entre elles. Ainsi, les sulfures massifs dans la Zone du Dyke sont plus nickélifères que ceux de la Zone de la Vallée (figure 16c). Des échantillons représentatifs et en rainures prélevés par Ressources B.R.L. à l'indice Ann ont donné des valeurs entre 0,10 et 2,7 % Cu et entre 0,03 et 0,85 % Ni (Perreault et Gaudreau, 1997). Les sulfures de l'indice Ann sont plus pauvres en métaux usuels que l'indice du lac Volant. Un échantillon de sulfures semi-massifs filoniens (environ 50 % de sulfures) prélevé par le MRN à l'indice Ann a donné 0,31 % Cu, 0,54 % Ni et 0,06 % Co. Les informations fournies par Mines d'Or Virginia (Mines d'Or Virginia, 1997) indiquent que la composition du niveau de sulfures semi-massifs à massifs (45 % de sulfures) près du contact

inférieur du dyke minéralisé est de 1,50 % Cu, 0,69 % Ni et 0,04 % Co (tableau 3).

Le rapport Cu/(Cu+Ni) des sulfures massifs au lac Volant est de 0,53, basé sur la composition moyenne estimée (si on exclut les échantillons anomalement enrichis en chalcopryrite, la valeur de ce rapport est de 0,49). La valeur moyenne de ce rapport pour six échantillons choisis à l'indice Ann est de 0,52. Pour l'indice Virginia, la valeur du rapport Cu/(Cu+Ni) est de 0,68 pour les sulfures massifs. Les sulfures disséminés à cet indice semblent moins cuprifères, donnant une valeur moyenne pondérée du rapport de 0,53 pour quatre intervalles de forage. Ainsi, le rapport Cu/(Cu+Ni) est semblable pour ces trois indices. On note des enrichissements cuprifères locaux à chacun des indices. À de basses teneurs (moins de 1 % Cu), le rapport Cu/(Cu+Ni) pour les indices de *type 1c* est semblable à celui des indices associés aux anorthosites.

Pour les sulfures disséminés ayant des teneurs en Ni plus grandes que 0,6 % et pour les sulfures massifs, on constate une grande variation du rapport Cu/(Cu+Ni) (figure 16c). Dans les sulfures massifs, le Ni tend à plafonner autour de 1,5 à 2,5 %. Le Cu varie entre 0,5 et 10 %, et certains échantillons exceptionnellement riches en chalcopryrite donnent entre 18 et 32 %. Ceci suggère qu'il y a eu ajout de chalcopryrite, soit à l'étape magmatique ou à l'étape tectonométamorphique. La discussion des mécanismes pouvant être responsables de l'enrichissement en Cu par rapport au Ni va au-delà du cadre du présent rapport.

Les constatations précédentes sont appuyées par l'analyse du degré de corrélation entre le Ni et le Cu. Pour tous les échantillons de sulfures de *type 1c*, le coefficient de corrélation est de -0,06, soit une absence de corrélation. Si l'on exclut les échantillons titrant plus de 5 % Cu, le coefficient augmente à 0,61. En d'autres mots, le rapport Cu/Ni est relativement constant à de basses concentrations des métaux. Cependant, pour une teneur en Ni dépassant 0,6 % environ, le Cu ne semble plus être lié au Ni. Ainsi, on peut penser que de la chalcopryrite (qui n'est pas nickélifère) s'est ajoutée à certains échantillons relativement bien minéralisés, diluant la teneur en Ni selon la quantité de chalcopryrite ajoutée.

Le Co atteint un maximum de 0,16 % dans les sulfures massifs. Le Co se corréle fortement avec le Ni (coefficient de corrélation = 0,91), ce qui suggère que la pentlandite est cobaltifère puisque la plus grande partie du Ni dans les sulfures serait dans ce minéral. Les minéralisations dans les dykes (*type 1c*) sont moins cobaltifères comparées au Ni (Co/Ni moyenne = 0,09) que les minéralisations associées aux anorthosites (Co/Ni moyenne = 0,36). Il est possible que cette différence soit reliée à une plus grande interaction entre les sulfures et le magma dans le cas des minéralisations de *type 1c* (i.e. un plus grand facteur R). Ceci aurait permis un meilleur enrichissement des sulfures en Ni dans le *type 1c* à cause du coefficient de partage relativement grand pour le Ni comparé au Co (Naldrett, 1989).

Le coefficient de corrélation du Co avec le Cu pour tous les échantillons est presque nul (coefficient de corrélation = -0,09). La faiblesse de la corrélation Co-Cu est évidente surtout dans les échantillons analysant plus de 5 % Cu. Si l'on exclut ces échantillons, le coefficient de corrélation augmente à 0,64. Ces relations suggèrent que la chalcopryrite dans les échantillons très riches en Cu n'est pas cobaltifère.

Les sulfures massifs (près de 100 % de sulfures) au lac Volant contiennent généralement entre 200 et 350 ppb Pd et jusqu'à 65 ppb Pt. Noter que Nabil *et al.* (1997) ont rapporté des valeurs plus élevées mais erratiques en Pt. L'or est plutôt variable : la majorité de nos échantillons donnent moins de 75 ppb, mais quelques-uns donnent des teneurs de plus de 150 ppb, le maximum étant de 800 ppb. Les sulfures de l'indice Ann sont plus pauvres en métaux précieux que ceux de l'indice du lac Volant. Un échantillon de sulfures semi-massifs filonien (environ 50 % de sulfures) prélevé à l'indice Ann par le MRN a donné 20 ppb Pd, 35 ppb Pt et 10 ppb Au.

Deux échantillons prélevés à l'indice Ann donnent des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de +1,6 et +2,1 per mil, soit semblables à celles du manteau (0 à +5) et à celle d'un échantillon de paragneiss à sulfures disséminés prélevé à proximité du lac Volant (+3,2). Le rapport S/Se pour les deux échantillons est de 28 000 et de 213 000, soit beaucoup plus élevé que le rapport typique du manteau (~2800-4500, Eckstrand et Hulbert, 1987). Les sulfures de l'indice du lac Volant montrent aussi un appauvrissement en Se (S/Se = 9 000 à 11 000, Nabil *et al.*, 1998), bien que moins fort que les sulfures de l'indice Ann. Ces résultats suggèrent qu'au moins une partie du soufre dans les minéralisations de *type 1c* est d'origine crustale et a été ajouté au magma mafique durant son ascension.

Discussion sur le type 1c

Plusieurs indicateurs suggèrent que les magmas mafiques reliés aux indices de *type 1c* sont issus de chambres magmatiques en profondeur où une cristallisation fractionnée s'est produite. Ces indicateurs comprennent la présence locale de gros cristaux intratelluriques de plagioclase et d'orthopyroxène, de rares enclaves d'orthopyroxénite et d'anorthosite et des patrons chimiques qui suggèrent la cristallisation précoce d'olivine et de pyroxène (Perreault *et al.*, 1996; Clark, données non publiées). De plus, l'abondance élevée de sulfures disséminés dans la partie du dyke bien minéralisée et la présence de petits amas globulaires disséminés de sulfures suggèrent une préconcentration des sulfures, fort probablement dans un piège ou une chambre magmatique en profondeur.

La mise en place des dykes minéralisés s'est accomplie par injections multiples de magmas, tel que suggéré par les indices du lac Volant et d'Ann (par exemple, la forme lenticulaire des faciès du dyke du lac Volant et les textures bréchiques aux deux indices). Dans les deux cas, les pulsa-

tions magmatiques tardives portaient des sulfures disséminés; les apports magmatiques précoces étaient moins bien minéralisés ou stériles. L'évolution de la quantité de sulfures dans les magmas suggère également une préconcentration de sulfures en profondeur.

La possibilité d'une contamination du magma mafique par des matériaux crustaux est un facteur favorable à la formation de sulfures magmatiques (voir, par exemple, la discussion par Barnes *et al.*, 1997). Une telle contamination est suggérée, dans le cas du système de dykes du lac Volant, par la présence locale de xénolites de quartzite et de granite. De plus, la probabilité de contamination est rehaussée par le fait que le Complexe de Matamec contient des niveaux de paragneiss sulfurés intercalés dans les gabbro-norites granulitiques. De plus, le complexe est susjacent structuralement aux gneiss (dont certains sont des paragneiss) du Complexe de Manitou. Le rapport S/Se, dont les valeurs pour l'indice du lac Volant se situent entre 9 000 et 11 000, suggèrent également la possibilité de contamination (Nabil *et al.*, 1998).

Le magma parent du dyke du lac Volant semble avoir perdu ses ÉGP durant son ascension (Nabil *et al.*, 1998). De plus, la composition des sulfures suggère que ceux-ci se sont formés sous des conditions de facteur R faible, soit environ 200 (Nabil *et al.*, 1998). Ceci veut dire qu'il y a eu relativement peu d'interaction entre le liquide sulfuré et le magma silicaté avant la cristallisation des sulfures.

Au site de la découverte initiale, le dyke du lac Volant est minéralisé sur une distance d'environ 300 m et beaucoup plus si on inclut l'extension nord-est trouvée plus récemment (Raymond *et al.*, 1997). De plus, le dyke est minéralisé sur presque toute sa largeur dans la zone principale. Les structures et les textures mentionnées suggèrent l'écoulement, parfois violent, d'un grand volume de magma minéralisé. Ainsi, on peut envisager que le dyke minéralisé représente un conduit nourricier dans lequel, sous des conditions appropriées, des concentrations de sulfures importantes se sont formées. Cependant, les mécanismes d'accumulation et de mise en place des sulfures massifs au lac Volant ne sont pas clairs en se basant sur les observations de terrain. Toutefois, il est possible que le conduit ait été initialement peu incliné (c'est-à-dire avant le redressement des unités dans le Matamec), favorisant ainsi le piégeage des sulfures par gravité. À l'indice Virginia, le dyke semble minéralisé sur presque toute sa largeur. La proximité de sulfures semi-massifs à massifs près du contact inférieur suggère l'influence de la gravité dans l'accumulation de ces sulfures. Par contre, les textures et les altérations suggèrent qu'une partie de ces sulfures est remobilisée. La composition plus cuprifère des sulfures massifs en comparaison avec les sulfures disséminés suggère, comme au lac Volant, l'ajout d'un composant cuprifère, bien que le mécanisme ne soit pas clair. En général, un modèle de conduit nourricier impliquant le mouvement d'un grand volume de magma minéralisé peut être également invoqué pour cet indice. À l'indice Ann, par contre, il semble que le volume

de magma bien minéralisé était relativement petit (du moins au site de l'indice et au niveau actuel d'érosion). Le magma s'est mis en place par fracturation et injection dans un dyke déjà existant qui était presque stérile. Donc, le magma minéralisé tardif semble représenter une pulsation magmatique dans un ancien conduit nourricier alors largement bouché au site de l'indice. Cependant, il est possible que le volume de magma minéralisé et le potentiel de trouver des accumulations plus importantes de sulfures soient plus grands ailleurs dans le dyke, soit en profondeur ou dans les prolongements latéraux.

Notons que le gîte de Voisey's Bay (Labrador) se situe à la jonction d'un dyke nourricier et d'une grande intrusion mafique (Naldrett *et al.*, 1996). Ce fait suggère que les environnements tels que ceux au lac Volant ou à l'indice au SE du lac Bigot pourraient être particulièrement intéressants. Les similitudes compositionnelle et d'âge entre les magmas minéralisés (lac Volant, indice Ann) et leurs encaissants gabbro-noritiques laissent croire que toute la région couverte par le Complexe de Matamec est favorable à ce type de minéralisation.

TYPE 5 : Cu-Zn±Ni-Au-Ag DANS LE PARAGNEISS GRAPHITEUX

Un exemple de ce type de minéralisation a été répertorié dans le feuillet 22I/13 (no. Cogîte 22I/13-2; figure 15 et tableau 3). La minéralisation, décrite ci-dessous selon les quelques informations fournies par Hogan (1971), est localisée près de l'ancienne piste d'atterrissage du côté est de la rivière Nipississ, dans le coin sud-ouest du feuillet. Noter que quatre sites minéralisés de ce type ont été répertoriés dans le feuillet 22I/14.

Hogan (1971) a rapporté la présence de pyrite, de pyrrhotite et d'un peu de chalcopryrite finement disséminées dans presque tous les affleurements de paragneiss graphiteux le long de la bordure nord de l'unité de gneiss ocellé. Ces paragneiss sont assignés à l'unité de paragneiss du Complexe de Manitou. La roche minéralisée est composée principalement de quartz, de plagioclase, de microcline et de biotite, accompagnés de graphite, de zircon, de pyrite et de magnétite accessoires. Le grenat est abondant localement. Le graphite forme des paillettes disséminées atteignant 10 % par endroits. Un échantillon rouillé a donné 0,08 % Cu et 0,02 % Ni.

TYPE 6 : Cu±Ni±Zn±Pb±Au TECTONOMÉTAMORPHIQUES

Trois minéralisations de ce type ont été répertoriées dans le feuillet 22I/13 : l'indice du lac Albany et les affleurements 96-1344 et 96-440. Noter que plusieurs minéralisations de ce type se trouvent aux abords du lac Manitou dans le feuillet 22I/14.

Ces minéralisations sont épigénétiques et composées principalement de sulfures concentrés par les processus

tectoniques et/ou de métamorphisme prograde ou rétrograde. Des sulfures primaires ont pu être présents à ces endroits avant d'être mobilisés ultérieurement. Certaines minéralisations sont associées à des assemblages de minéraux métamorphiques de haut degré (faciès des granulites) et d'autres à des associations minéralogiques de degré métamorphique moins élevé (faciès des amphibolites ou faciès des schistes verts). Dans les derniers cas, il s'agit du rétro-métamorphisme du protolite. Le rétro-métamorphisme est communément associé à une déformation fragile, conduisant à la fracturation et à la cataclase du protolite. De plus, deux sites minéralisés (dans le feuillet 22I/14) sont situés dans le tracé d'une faille ductile majeure.

Indice du lac Albany (no. Cogîte 22I/13-1)

L'indice cuprifère du lac Albany (figure 15 et tableau 3) a été découvert par Hogan (1971). Ce dernier a mentionné la présence de pyrrhotite, de pyrite et de chalcoppyrite dans un dyke de pegmatite gabbroïque de 1,2 m de largeur et affleurant sur une longueur de 8 m. Deux analyses de la roche minéralisée ont donné 1,29 % et 0,17 % Cu ainsi que des traces de nickel et d'argent.

Selon nos observations, la minéralisation est logée dans une séquence plissée de gneiss à biotite, à biotite-hornblende et à hornblende contenant des niveaux de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur de granite mylonitique. La roche minéralisée, essentiellement une roche calcosilicatée, est très différente de ses encaissants. Sa granulométrie est variable, allant de fine à grossière, et la roche n'est pas foliée. Elle est composée de l'assemblage suivant : quartz, scapolite, microcline, hornblende poeciloblastique (grains atteignant 3 cm), biotite, plagioclase, diopside, titanite et sulfures. Les sulfures, disséminés et filoniens, sont la pyrite et la chalcoppyrite; l'oxyde est la magnétite.

Nous pensons que la minéralisation est le résultat d'une altération hydrothermale tardive qui a affecté les gneiss à biotite et à biotite-hornblende. Cette altération est plus jeune que la structure gneissique. Elle est aussi postérieure à la structure mylonitique dans des niveaux granitiques intercalés dans les gneiss adjacents à la zone minéralisée.

Affleurement 96-1344

Ce site minéralisé se situe dans la zone de faille qui limite le Complexe de Matamec sur son côté ouest (figure 15 et tableau 3). Il s'agit d'un schiste avec les altérations suivantes : silicification, chloritisation, hématitisation, carbonatation. La roche est composée de hornblende poeciloblastique, de chlorite (altération de la hornblende), de quartz, de plagioclase, de titanite, de minéraux opaques et d'apatite. Elle contient des lamines et des agrégats millimétriques formés de l'assemblage quartz + plagioclase \pm feldspath potassique + apatite. Là où l'altération est plus poussée, la roche consiste en une mosaïque foliée de quartz, de felds-

path potassique, de plagioclase, de chlorite, de muscovite et de minéraux opaques. La mise en place de la minéralisation sulfurée est probablement reliée à l'altération rétrograde du protolite dans la zone de faille sous-jacente au Complexe de Matamec. L'analyse d'une roche contenant quelques pourcents de sulfures disséminés a donné 95 ppm Cu, 22 ppm Ni, 46 ppm Co, 172 ppm Zn et < 5 ppb Au.

Affleurement 96-440

Cette minéralisation est logée dans la zone de faille ductile sous-jacente au Complexe de Matamec au SW du lac Tortue (figure 15 et tableau 3). Elle consiste en pyrrhotite et en pyrite disséminées dans une roche mylonitique d'épaisseur plurimétrique. La minéralisation donne de basses valeurs en métaux usuels et précieux (86 ppm Zn, 79 ppm Cu, < 5 ppb Au).

Conclusions

La Province de Grenville contient une très grande variété de types de gîtes. Cette variété est fonction des différents environnements géologiques et tectoniques, ainsi que de leur âge (Sangster *et al.*, 1992). La région couverte par le projet Manitou recèle un nombre, une variété et une qualité impressionnants de minéralisations. Ce fait est un reflet de la diversité et de la complexité géologiques de la région.

Dans la Province de Grenville, plusieurs massifs anorthositiques contiennent des minéralisations de Cu-Ni-Co. Des exemples sont : les massifs de Morin, de Shawinigan, de Lac-Saint-Jean, de Lac Vaillant, de Rivière-Pentecôte, de Berté, de Tortue et de Havre-Saint-Pierre (Clark, 1998). Les massifs anorthositiques de Harp Lake et de Michikamau, dans la Province de Churchill, contiennent également des indices. La majorité des minéralisations se situent près des bordures des massifs, soit dans des bandes de pyroxénite, ou dans des intrusions mafiques-ultramafiques olivinitifères litées. Traditionnellement, les massifs anorthositiques n'ont pas été considérés comme des environnements très favorables pour les minéralisations importantes de Cu-Ni-Co (Ryan *et al.*, 1995; Sangster *et al.*, 1992). Toutefois, depuis la découverte en 1994 du gisement de Voisey's Bay (Labrador) en bordure d'une intrusion troctolitique associée à la Suite plutonique de Nain, les massifs anorthositiques sont devenus une cible majeure d'exploration pour le Cu-Ni-Co. La découverte de l'indice du lac Volant (feuillet 22I/13; Perreault *et al.*, 1996) a stimulé davantage l'intérêt pour le potentiel en Cu-Ni-Co de la Province de Grenville. Cette vague d'exploration a résulté en la découverte de plusieurs nouveaux indices, dont ceux dans les massifs anorthositiques de Tortue et de Havre-Saint-Pierre (type 1a) et l'indice Virginia logé dans un dyke mafique au SE du lac Bigot (type 1c) décrits dans le présent rapport.

Les minéralisations de Cu-Ni-Co(-ÉGP-Au) dans les dykes mafiques peu déformés (type 1c) ont suscité le plus grand intérêt dans le feuillet 22I/13. Ce type de minéralisation est important parce qu'il regroupe plusieurs des facteurs essentiels à la formation d'un gîte de Cu-Ni-Co économique. La possibilité que le magma du dyke du lac Volant et des autres dykes minéralisés semblables soit lié à la mise en place des magmas très volumineux du Complexe de Matamec suggère l'existence de structures d'envergure crustale (failles majeures). Le magma du lac Volant semble être lié à la différenciation de magma mafique dans une chambre magmatique plus profonde dans laquelle l'olivine et/ou le pyroxène ont cristallisé en abondance. Les dykes représentent des conduits magmatiques permettant l'ascension de grands volumes de magma desquels des quantités importantes de sulfures ont pu se former. Au lac Volant, les conditions dynamiques dans le dyke ont permis l'accumulation de volumes importants de sulfures massifs ayant des teneurs économiquement intéressantes en Cu, en Ni et en Co. L'évidence pour la contamination du magma et la présence de sulfures dans certains paragneiss à proximité du gîte du lac Volant suggèrent une interaction entre le magma et les encaissants crustaux; ce facteur est important pour la saturation opportune du magma en sulfures. Ce type de minéralisation est donc une cible d'exploration régionale de premier plan.

Les minéralisations de Cu \pm Ni \pm Zn \pm Pb \pm Au tectonométamorphiques (type 6) dans les feuillets 22I/13 et 22I/14 sont liées au métamorphisme (faciès des granulites au faciès des schistes verts) et/ou à l'altération hydrothermale du protolite. Elles sont de forme et de composition variables. Ce fait est probablement dû aux variations des compositions du protolite, de la minéralisation préconcentrée (s'il y a lieu) et des fluides hydrothermaux, ainsi qu'aux variations des conditions métamorphiques. Les minéralisations aux affleurements 96-1344 et 96-440 dans le feuillet 22I/13 sont logées dans une faille ductile majeure; celle de l'affleurement 96-1344 est associée à une altération hydrothermale forte (silicification, entre autres) qui s'est produite sous les conditions rétrogrades du faciès des schistes verts. La minéralisation du lac Albany (22I/13) est portée par une roche calcosilicatée d'origine hydrothermale. La majorité des exemples dans le feuillet 22I/14 se trouvent dans l'axe du lac Manitou, suggérant également un contrôle structural (voir Chev   *et al.*, 1998).

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.
- BARNES, S.-J. - ZIENTEK, M.L. - SEVERSON, M.J., 1997 – Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism : a synthesis. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 34, pages 337-351.
- 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.
- CHEV  , S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 1997 – Lac à l'Aigle (22 P/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI22P03-C3G-97K.
- CHEV  , S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S., 1999 – Géologie de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; document en préparation.
- CHOINIÈRE, J., 1987 – Géochimie des sédiments de lac - région de Manicouagan. Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec; DP 86-18.
- CLARK, T., 1998 – Un aperçu du potentiel du Grenville québécois pour des gîtes de Ni-Cu  Co  EGP. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-01, 9 pages.
- CLARK, T. - GOBEIL, A., 1996 – Indices minéralisés de Cu-Ni-Co  EGP  Au près du Petit lac Manicouagan et de la rivière Sainte-Marguerite, Plateau de Manicouagan (22O/10, 22O/11, 22O/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-41.
- CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEV  , S., 1997 – Projet Manitou (phase 2) : M  talog  nie de la région des lacs Nipisso (22I/13), Manitou (22I/14),    l'Aigle (22P/03) et Canatiche (22P/04), et de la rivière Baune (22P/02). *Dans* : Programme et résumés, 1997, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles; DV 97-03, page 36.
- CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEV  , S. - PERREAULT, S. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H., 1996 – Nouveaux indices de Cu-Ni-Co dans les complexes anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et du lac Tortue (Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-07, 7 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1998 – Structure du secteur Manitou - Travaux de terrain 1997. Rapport inédit soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre d'études sur les ressources minérales, Université du Québec    Chicoutimi, avril 1998; 22 pages.
- DAVID, J. - PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec    Montréal, avril 1997; 88 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) des levés géophysiques aéroportés du Québec, feuillet SNRC 22 I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-07, document en préparation.
- DION, D.-J. - LEFEBVRE, D.L., 1999b – Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec, feuillet SNRC 22 I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-08, document en préparation.

- DION, D.-J.- SCINTREX LTÉE, 1997a – Données numériques en profil du levé électromagnétique hélicoptère du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-01X (disque optique compact).
- DION, D.-J., SCINTREX LTÉE, 1997b – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Richesses naturelles, Québec; MB 97-04.
- DION, D.-J.- SCINTREX LTÉE, 1997c – Données numériques en profil du levé électromagnétique hélicoptère du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-02X (disque optique compact).
- DION, D.-J., SCINTREX LTÉE, 1997d – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Richesses naturelles, Québec; MB 97-06.
- DION, D.-J., SCINTREX LTÉE, 1997e – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Cacaoni (22I/12). Ministère des Richesses naturelles, Québec; MB 97-08.
- DION, D.-J., SCINTREX LTÉE, 1997f – Carte du champ magnétique total (couleur) et des anomalies électromagnétiques de la région du lac Brézel (22I/11). Ministère des Richesses naturelles, Québec; MB 97-07.
- ECKSTRAND, O.R. - HULBERT, L.J., 1987 – Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. *Dans* : Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada; Programme et résumés, volume 12, page 40.
- EMO, W.B., 1956 – Région du lac Mule, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-324.
- 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. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - DAVID, J. - MACHADO, N. - DION, D.-J., 1997a – Le projet Manitou : état des connaissances géologiques et métallogéniques. *In* : «Vers de nouvelles découvertes», Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03, page 13.
- GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 1997b – Rivière Baune (22 P/02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI22P02-C3G-97K.
- 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. - SHÄRER, 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.
- GRENIER, P.E., 1952 – Région de la rivière Nipissis, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-272.
- HIGGINS, M.D.-VAN BREEMEN, O., 1996 – Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 79, pages 327-346.
- 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.
- 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 Bailloquet, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP-313, 7 pages.
- MACHADO, N. - MARTIGNOLE, J., 1988 – First U-Pb age for magmatic zircons in anorthosites : the case of the Pentecôte intrusion in Quebec. *In* : Programme de la réunion annuelle conjointe GAC-MAC 1988; volume 13, page A76.
- MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - NANTEL, S., 1993 – Timing of Intrusion and Deformation of the Rivière-Pentecôte Anorthosite (Grenville Province). *The Journal of Geology*; volume 101, pages 652-658.
- MINES D'OR VIRGINIA, 1997 – Découverte d'un important dyke riche en sulfure et minéralisé en cuivre-nickel-cobalt dans la région du lac Volant. Communiqué de presse, 21 octobre, 1997.
- NABIL, H. - BARNES, S.-J. - CLARK, T., 1997 – Les indices du lac Volant et Ann (région de Sept-Îles) : des minéralisations de Cu-Ni probablement d'origine commune. *Dans* : Programme et résumés, 1997, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles; Québec; DV 97-03, page 14.
- NABIL, H. - BARNES, S.J. - CLARK, T., 1998 – Indice de Ni-Cu-Co du lac Volant : mise en place dans un contexte semblable à Voisey's Bay, aux indices grenvilliens et svéconorvégiens. Résumé, Congrès AGC-AMC, Québec 1998.
- NALDRETT, A.J., 1989 – Magmatic sulfide deposits. Oxford monographs on geology and geophysics, n° 14. Oxford University Press, Oxford, 186 pages.
- NALDRETT, A.J. - KEATS, H. - SPARKES, K. - MOORE, R., 1996 – Geology of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Exploration and Mining Geology*; volume 5, pages 169-179.
- NANTEL, S. - MARTIGNOLE, J., 1991 – Le complexe anorthositique de Rivière-Pentecôte (Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-02, 83 pages.
- MCPHEE, D.S., 1958 – Région du lac Éric, district électoral de Saguenay; Ministère des Mines du Québec; RP-369.

- 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. - 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.
- RAYMOND, D. - PERRY, C. - ROY, I., 1997 – Le projet «Lac Volant» de SOQUEM : une première année d'exploration. *Dans* : Programme et Résumés, 1997, Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; page 15.
- 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. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RYAN, B. - WARDLE, R. - GOWER, C. - NUNN, G., 1995 – Nickel-copper sulfide mineralization in Labrador : the Voisey Bay discovery and its exploration implications. Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador; Current Research, Report 95-1, pages 177-204, plus addendum.
- SANGSTER, A.L. - GAUTHIER, M. - GOWER, C.F., 1992 – Metallogeny of structural zones, Grenville Province, northeastern North America. *Precambrian Research*; volume 58, pages 401-426.
- 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.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth- Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists*. Amsterdam; volume 12, pages 1-33.
- 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.
- VILLENEUVE, S., 1996 – Rapport de travaux, propriétés Petite rivière Manitou, bloc 2 et bloc 3, Côte-Nord, Québec, Canada par GéoNova Explorations Inc.. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55425.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines