

RG 98-01

Géologie de la région du lac Allard, 12L/11

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 ALLARD

(SNRC 12L/11)

Louis Madore
Pierre Verpaelst
Daniel Brisebois
Michel Hocq
Denis-Jacques Dion

avec la collaboration de:
Geneviève Lavallée
et Jean Choinière

RG 98-01

Accompagne la carte
SI-12L11-C3G-99B



Paragneiss plissé du Complexe de Buit, au nord du lac du Vingt-Deuxième Mille.

Géologie de la région du lac Allard (12L/11)

Louis Madore
Pierre Verpaelst
Daniel Brisebois
Michel Hocq
Denis-Jacques Dion

avec la collaboration de:
Geneviève Lavallée et Jean Choinière

RG 98-01

(Accompagne la carte SI-12L11-C3G-99B)

RÉSUMÉ

La cartographie de la région du lac Allard (feuillelet SNRC 12L/11), située en Moyenne-Côte-Nord, s'insère dans le cadre du Programme d'exploration minière du Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles du Québec. Les travaux de terrain, effectués à l'été de 1997, incluaient aussi une partie des feuillettes du lac Allard (12L/11), du lac Jérôme (12L/13), du lac Sanson (12L/14) et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (12M/03). Ces travaux comprenaient un levé géologique à l'échelle du 1:50 000, un levé gravimétrique et l'échantillonnage de sédiments de ruisseaux. La carte géologique et les données de travaux antérieurs disponibles (géochimie, géophysique, images satellite, géologie et géochronologie) ont été numérisées et intégrées au système d'information à référence spatiale du Ministère, SIGÉOM.

La région du lac Allard est située sur la marge ouest du Groupe de Wakeham. Elle est constituée de plusieurs unités lithostratigraphiques et lithodémiques d'âge mésoprotérozoïque. Le Groupe de Wakeham, l'unité la plus ancienne, est composé d'arénite quartzitique, de subarkose et de paragneiss. Le groupe n'occupe qu'une petite superficie dans la partie septentrionale du feuillet. Le Complexe de Buit (nouvelle unité) occupe la partie est de la carte. Il s'agit d'un assemblage de gneiss et de roches felsiques intrusives et foliées, de quartzite, de paragneiss et d'amphibolite. Il est probable que les métasédiments du Complexe de Buit soient des équivalents stratigraphiques du Groupe de Wakeham. La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, séparée du complexe par le linéament de la rivière Romaine, occupe la partie ouest de la carte. Elle est essentiellement constituée d'anorthosite et de son enveloppe de mangérite et de charnockite. Les assemblages métamorphiques du Complexe de Buit indiquent des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 Gpa. La distribution des pôles de foliation, le plan axial des plis inverses et la linéation d'étirement plongeant généralement vers l'est et les indicateurs cinématiques suggèrent un transport tectonique vers l'ouest. La déformation observée dans le Complexe de Buit affecte aussi les roches de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette déformation pourrait correspondre à un transport tectonique, de direction générale NW-SE, qui a affecté le Groupe de Wakeham et les unités adjacentes au cours de l'orogénie

(suite à la page suivante)

Résumé (suite)

ottawaïenne (~1000 Ma). La modélisation gravimétrique supporte l'interprétation structurale. La lithogéochimie confirme les distinctions lithologiques faites sur le terrain et en lames minces. À défaut de pouvoir expliquer en détail les liens génétiques entre les différentes suites intrusives de la région, les diagrammes géochimiques permettent de diagnostiquer que la région a été affectée par des événements tectoniques en milieu intra-plaque en extension (pour produire les gabbros enrichis et les granites anorogéniques) et en compression (pour produire les granites d'arcs insulaires).

Du point de vue économique, le Complexe de Buit constitue la cible la plus intéressante pour l'exploration du cuivre et des métaux précieux, avec un nouvel indice et plusieurs anomalies. Le modèle considéré actuellement pour expliquer cette minéralisation est celui des gîtes de cuivre stratiformes localisés dans des roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires. Des gîtes semblables, formés en milieu continental, sont nombreux au Protérozoïque. Aussi, le contact anorthosite-mangérite est le site d'indices et d'anomalies en vanadium et en titane.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction**

Jean-Louis Caty

Responsable des inventaires géologiques

Alain Simard

Édition et mise en page

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Louis Madore, Pierre Verpaelst et Charlotte Grenier

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 98/07/06

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Objectifs	5
Localisation et accès	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	5
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	8
STRATIGRAPHIE	8
Groupe de Wakeham (mPwk)	9
Complexe de Buit (mPbui)	9
Paragneiss (mPbui1)	9
Quartzite (mPbui2)	10
Amphibolite et gabbro métamorphisé (mPbui3)	10
Tonalite gneissique (mPbui4)	10
Granite hétérogène (mPbui5)	11
Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (mPhsp)	11
Anorthosite et gneiss anorthositique (mPhsp1), leuconorite (mPhsp2), et ilménite (mPhsp5)	11
Mangérite-charnockite-granite-jotunite (mPhsp4)	12
Sommaire de la stratigraphie	14
MÉTAMORPHISME	14
GÉOLOGIE STRUCTURALE	15
LITHOGÉOCHIMIE	16
Éléments majeurs	16
Éléments mineurs, en traces et les terres rares	17
Lithogéochimie et environnement tectonique	22
GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE LAC ET DE RUISSEAU	23
LEVÉS GÉOPHYSIQUES	24
Levés géophysiques antérieurs	24
Champ magnétique total résiduel	26
Anomalie de Bouguer	26
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	31
Minéralisations	32
MODÈLE TECTONIQUE	34
CONCLUSION	35
RÉFÉRENCES	35

INTRODUCTION

Objectifs

La cartographie de la région du lac Allard (feuillelet SNRC 12L/11) s'insère dans le cadre du Programme d'exploration minière du Moyen-Nord lancé en 1994 par le ministère des Ressources naturelles du Québec. Ce programme a pour objectif de promouvoir l'exploration minérale du territoire compris entre les latitudes 50°30' et 54°00' nord. Le volet cartographie vise à mettre à jour la carte géologique au 1:50 000 de la partie NW de l'aire d'affleurement du Groupe de Wakeham. Il contribue aussi à identifier des contextes géologiques favorables à la présence de substances minérales exploitables en vérifiant, entre autres, l'origine de la coïncidence entre les anomalies géochimiques de sédiments de fond de lacs, les anomalies géophysiques et des linéaments étendus. Le premier volet de ce projet, débuté en 1995, a déjà permis de cartographier les feuillelets SNRC 12N/03 (Verpaelst *et al.*, 1997a), 12N/04 (Madore *et al.*, 1997a), 12N/05 (Madore *et al.*, 1997b) et 12N/06 (Verpaelst *et al.*, 1997b). Le levé de 1997 couvre la demie est et le nord du feuillelet 12L/11. La compilation des travaux antérieurs a permis de compléter la carte géologique du feuillelet. La cartographie de la région du lac Allard a été réalisée concurremment à la cartographie des feuillelets SNRC 12L/13, 12L/14 et 12M/03 (Verpaelst *et al.*, 1999).

Localisation et accès

La région étudiée est située sur la Moyenne-Côte-Nord, à une quarantaine de kilomètres au nord de Havre-Saint-Pierre (figure 1). Cette région est accessible par hydravion, à partir de Havre-Saint-Pierre et le chemin de fer de la compagnie QIT-Fer et Titane qui mène à la mine du lac Tio, atteint la partie sud du feuillelet du lac Allard. La région est traversée, du nord vers le sud, par la rivière Romaine et par ses affluents. Les principaux lacs sont le lac Allard, le lac Puyjalon, le lac du Vingt-Deuxième Mille et le lac Pérugia mais une multitude d'autres lacs et étangs parsèment le territoire. Le relief est modéré et l'altitude varie de 100 à 450 m au dessus du niveau de la mer. Des escarpements bordent les principales rivières mais, dans l'ensemble, le terrain est vallonné.

La forêt boréale dense, presque exclusivement peuplée d'épicéa, couvre les secteurs bas alors que les secteurs hauts sont souvent couverts de mousses, de lichens et d'arbustes. Le plateau situé à 240 m d'altitude entre la rivière Romaine et le lac du Vingt-Deuxième Mille est presque dénudé. Les affleurements rocheux sont nombreux et de bonne taille dans les zones de haute altitude et sur les plateaux. Dans les bas topographiques, ils sont généralement épars et de petite taille.

Méthode de travail

Les travaux de terrain effectués à l'été de 1997 (figure 2) couvrent une partie des feuillelets du lac Allard (12L/11), du lac Jérôme (12L/13) du lac Sanson (12L/14) et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (12M/03). Ces travaux consistent en : un levé géologique à l'échelle du 1:50 000, avec des cheminements espacés d'un à trois kilomètres et des parcours le long de la rivière Romaine et des grands lacs, un levé gravimétrique aux stations espacées de 5 km et un levé géochimique de sédiments de ruisseaux. Les données des travaux antérieurs disponibles (géochimie, géophysique, images satellite, géologie et géochronologie) ont été intégrées aux nouvelles données recueillies et cette information géoscientifique a été saisie dans la base de données à référence spatiale du Système d'information géominère (SIGEOM) du ministère des Ressources naturelles du Québec.

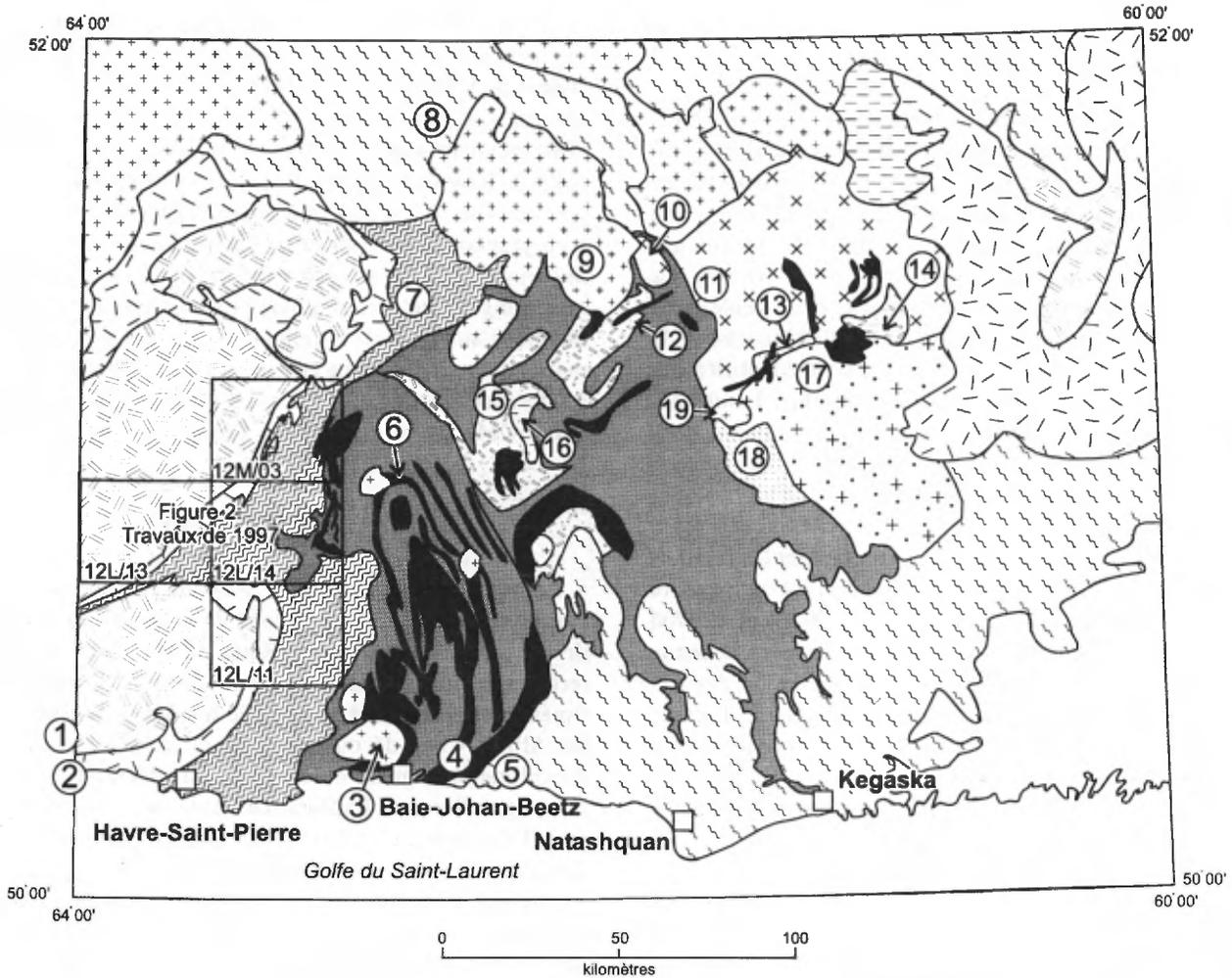
Travaux antérieurs

La région du lac Allard a d'abord fait l'objet d'une cartographie exploratoire le long de la rivière Romaine et de ses principaux affluents (Retty, 1944). Ces travaux de terrain ont mené à la découverte de minéralisations en ilménite dans l'anorthosite située le long de la rive est du lac Allard. Cette découverte a donné suite à une activité d'exploration minière et, en 1946, à la découverte, par la compagnie Kennco Explorations Ltd., des principaux dépôts d'ilménite du lac Tio. La compagnie Quebec Iron and Titanium, aujourd'hui connue sous le nom de QIT-Fer et Titane inc., a été créée en 1948 afin d'exploiter le gisement et de traiter le minerai à Sorel. Elle a continué de prospecter et d'évaluer les réserves de ses propriétés jusqu'à ce jour. La taille exceptionnelle du dépôt et sa renommée mondiale en ont fait le sujet de plusieurs travaux de recherche et de thèses (Bourret, 1949; Hammond, 1949 et 1952; Hargraves, 1959, 1962; Bergeron, 1973, 1986).

La cartographie détaillée des régions avoisinantes à l'est, où se trouvent surtout des roches du Groupe de Wakeham, et au sud remonte aux années 1950 et 1960 (Grenier, 1957; Cooper, 1957; Dépatie, 1967). Au début des années soixante-dix, le ministère des Richesses naturelles a effectué, dans le cadre du projet Grenville, un levé géologique à l'échelle du 1:250 000 qui couvre la région du lac Allard (Sharma et Franconi, 1975). Hocq (1982) a couvert au 1:50 000 la partie SW du feuillelet dans son travail sur la partie orientale du massif anorthositique du lac Allard. La région fait aussi partie de la compilation régionale effectuée par Indares et Martignole (1993).

Remerciements

Nous tenons à remercier les membres de l'équipe qui ont participé aux travaux de terrain : Oumar Diakité, Martin



NÉOPROTÉROZOÏQUE

Granite tardif (Suite felsique de La Galissonnière)

MÉSOPROTÉROZOÏQUE

Gabbro, amphibolite

Anorthosite (Suite AMCG de Havre-Saint-Pierre)

Charnockite et mangérite (Suite AMCG de Havre-Saint-Pierre)

Granite à fluorine et granite à quartz bleu (Suite felsique d'Olomane)

Monzonite

Porphyre granitique, rhyolite (Suite felsique de Kataht)

Granite rapakivi (Suite felsique de Kataht)

Granite et monzonite foliés, quartzite et paragneiss (Complexe de Buit)

Gneiss granitique (Complexe de Boulain)

Métasédiments (Groupe de Wakeham)

Gneiss quartzo-feldspathique et paragneiss non différenciés

Gneiss et migmatite non différenciés

Site d'échantillonnage géochronologique

Municipalité

FIGURE 1 - Géologie simplifiée de la région du Groupe de Wakeham et localisation des travaux (Tiré de Avramtchev, 1983; Indares et Martignole, 1993). Les numéros correspondent aux sites de prélèvement d'échantillons ayant fait l'objet d'analyses géochronologiques :

1) Anorthosite: 1062 ± 4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993), 2) Mangérite: $1126 + 7 / - 6$ Ma (Emslie et Hunt, 1990), 3) Granite: 948 ± 2 Ma (Fowler et Doig, 1983), 4) Porphyre felsique: 1246 ± 5 à 1253 ± 6 Ma (Clark et Machado, 1995), 5) Gneiss granitique: 1495 ± 2 Ma (Clark et Machado, 1995), 6) Gabbro: $1177 + 5 / - 4$ Ma (Martignole *et al.*, 1994), 7) Monzonite foliée: 1079 ± 5 Ma (Loveridge, 1986), 8) Gneiss: $1665 + 58 / - 40$ Ma (Loveridge, 1986), 9) Granite: 993 ± 3 Ma (Loveridge, 1986), 10) Granite folié: 1245 ± 3 Ma (Indares et Martignole, 1993), 11) Granite folié: 1239 ± 3 (Indares et Martignole, 1993), 12) Porphyre felsique: $1503 + 6 / - 4$ Ma (Madore *et al.*, 1997a), 13) Porphyre felsique: 1510 ± 10 Ma (Verpaelst *et al.*, 1997a), 14) Porphyre felsique: 1495 ± 2 Ma (Verpaelst *et al.*, 1997a), 15) Rhyolite: $1271 + 13 / - 3$ Ma (Loveridge, 1986), 16) Monzonite porphyrique: 1322 ± 7 Ma (Martignole *et al.*, 1992), 17) Granite rapakivi: $1497 + 15 / - 9$ Ma (Verpaelst *et al.*, 1997b), 18) Gneiss granitique: 1515 ± 30 Ma (Verpaelst *et al.*, 1997b).

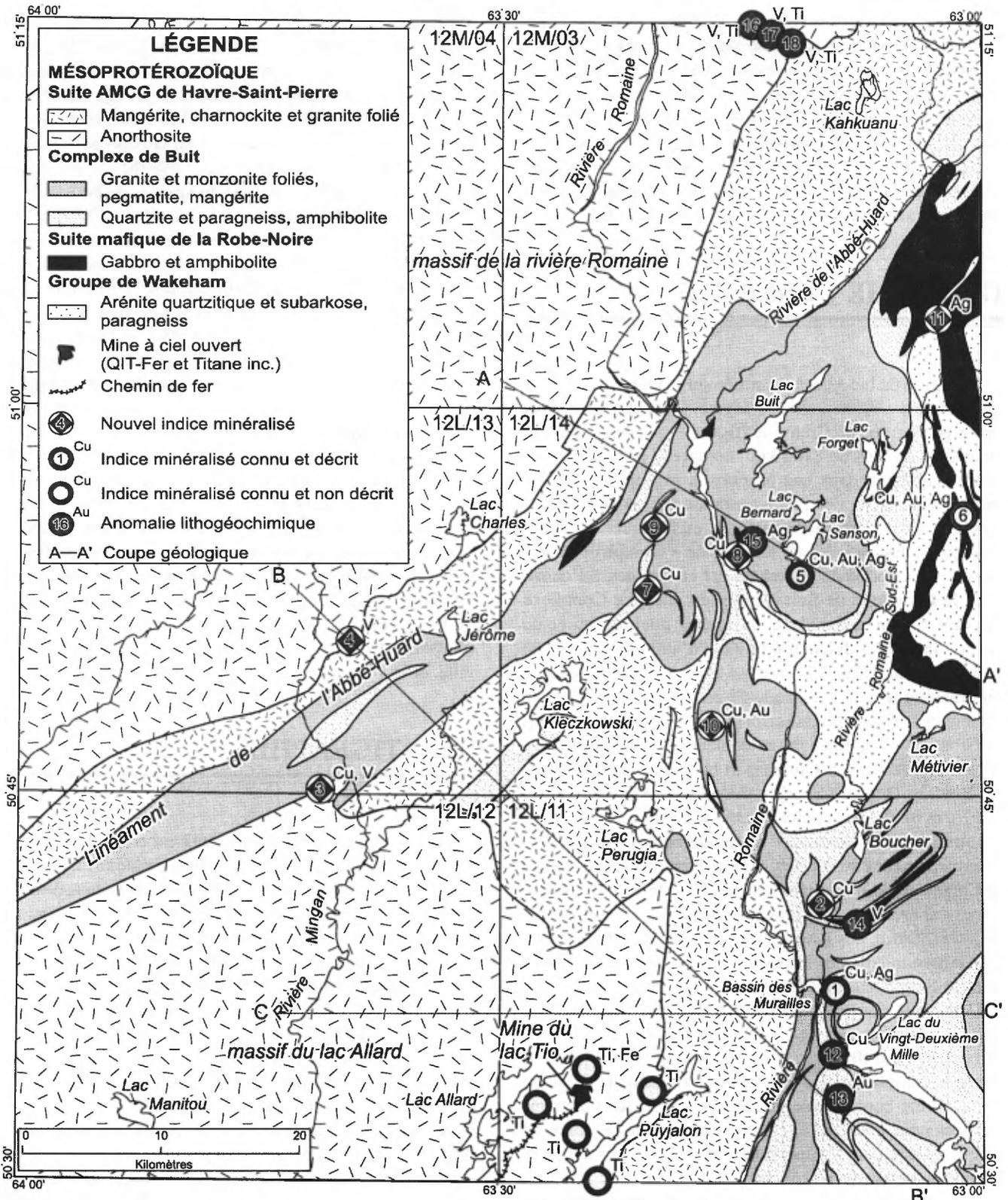


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région correspondant aux des feuillets SNRC 12M/03, 12M/04, 12L/11, 12L/12, 12L/13 et 12L/14.

Doyon, Richard Drouin, Gaétan Gagnon, Youcef Larbi, Hugues Lavoie, Élisabette LeBlanc, Geneviève Leblanc, Zotic Lemieux, Jules Napess, Aurèle Noël, Julien Piétacho, Mélissa Pruneau, Norbert Tremblay et Sophie Turcotte. Nous tenons aussi à remercier monsieur Kamal N.M. Sharma du Ministère qui a contribué à l'étude pétrographique ainsi que madame Nadia El Houari et messieurs Mohammed Labriki et Alain Simard pour leur participation au levé. Nous remercions aussi monsieur Ross Stevenson de l'UQAM, directeur de recherche du projet de doctorat de Youcef Larbi. Merci enfin à Lucette Beaupré-Marcoux pour avoir saisi la carte géologique sur SIGÉOM.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région du lac Allard est située sur la marge ouest d'un grand bassin sédimentaire du segment oriental de la Province géologique de Grenville (figure 1). Ce bassin, d'une superficie de plus de 8100 km², comprend principalement des métagrès et, dans une proportion restreinte (~10 %), des métapélites et des métavolcanites effusives ou hypabyssales de compositions mafique et felsique. Cette séquence est désignée ici par le terme de « Groupe de Wakeham ». Le Groupe de Wakeham est en contact, à l'ouest, avec le Complexe de Buit (nouvelle unité). Le Complexe de Buit est un assemblage de roches gneissiques et de roches intrusives felsiques foliées, d'amphibolites et de métasédiments. Plus à l'ouest, ce complexe borde la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Du côté est, dans le secteur de la rivière Natashquan (SNRC 12N/03 et 12N/06), le Groupe de Wakeham est en contact avec les granitoïdes de la Suite felsique d'Olomane et les gneiss du Complexe de Boulain (Madore *et al.*, 1997a et b; Verpaelst *et al.*, 1997 a et b). Au sud comme au nord, il est en contact avec d'autres gneiss granitiques non différenciés qui peuvent éventuellement être corrélés sur une base lithologique avec le Complexe de Boulain et le Complexe de Buit. Plusieurs suites gabbroïques sont injectées dans les lithologies précédentes. Enfin, des granites tardifs de la Suite felsique de La Galissonnière sont intrusifs dans le Groupe de Wakeham, la Suite felsique d'Olomane et les gneiss granitiques.

Dans cette partie de la Province de Grenville, des âges absolus, obtenus par la méthode U-Pb sur des zircons provenant de différents types de roches, ont mis en évidence la complexité de l'organisation finale de cette partie de la croûte continentale (figure 1). Ainsi, les nouvelles données nous amènent à remettre en question la nature de ce qui a été appelé « allochtone » et de ce qui constitue le socle des roches du Wakeham.

Une roche magmatique felsique, interprétée comme une rhyolite et située géographiquement au centre du Groupe

de Wakeham, a été datée à 1271 +13/-3 Ma (Loveridge, 1986) (figure 1, site 15). Dans le même secteur, Martignole *et al.* (1992) ont mesuré un âge de 1322±7 Ma sur une monzonite porphyrique (figure 1, site 16). Clark et Machado (1995) rapportent des âges de 1246±5 Ma et de 1253±6 Ma sur des porphyres felsiques intrusifs dans la partie sud du Groupe de Wakeham (figure 1, site 4). Par contre, un âge U-Pb de 1503+6/-4 Ma a été obtenu sur un porphyre intrusif dans la partie est du Groupe de Wakeham (figure 1, site 12) (Madore *et al.*, 1997b), ce qui recule l'âge minimum de la partie est du Groupe de Wakeham de 1270 Ma à 1500 Ma environ. Les isotopes Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ de soixante zircons détritiques provenant d'un grès de la partie est du Groupe de Wakeham ont aussi été analysés à la microsonde photonique (ablation au laser) dotée d'un spectromètre de masse à source ionisante de type plasma par induction couplée (LAM-ICP-Q-MS : « *laser-ablation microprobe inductively-coupled plasma quadrupole mass spectrometer* »). Les résultats de ces analyses indiquent que les âges de zircons détritiques sont compris entre 1600 et 2800 Ma (Madore *et al.*, 1997a). Aucun âge inférieur à 1600 Ma n'a été obtenu. Ces données permettent de conclure que l'âge des sédiments, dans la partie est du Groupe de Wakeham, se situe entre 1500 Ma, l'âge du porphyre intrusif dans les sédiments, et 1600 Ma, l'âge minimum des zircons détritiques prélevés dans les roches sédimentaires. La sédimentation de la partie est du Groupe de Wakeham serait légèrement antérieure ou contemporaine de l'orogénie pinwarienne, datée entre 1450 et 1530 Ma (Gower, 1996), qui a affecté la partie orientale du Grenville, et en particulier l'est du Labrador.

STRATIGRAPHIE

La région cartographiée en 1997 est constituée de plusieurs unités stratigraphiques et lithodémiques d'âge mésoprotérozoïque. L'unité présumée la plus ancienne est le Groupe de Wakeham (Madore *et al.*, 1997a et 1997b) qui est composé d'arénite quartzitique, de subarkose et de paragneiss. Cette unité n'occupe qu'une petite partie de la région septentrionale du feuillet. Elle affleure surtout dans les régions des feuillets du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard, où elle est recoupée par les intrusions de la Suite mafique de la Robe Noire (nouvelle unité). Cette dernière est absente dans la région du lac Allard. Le Complexe de Buit (nouvelle unité) est un assemblage de gneiss et de roches felsiques, intrusives et foliées, de quartzite, de paragneiss et d'amphibolite. Il est probable que les métasédiments du Complexe de Buit soient des équivalents stratigraphiques du Groupe de Wakeham. La quatrième unité est la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Celle-ci est

essentiellement constituée d'anorthosite et d'une enveloppe de mangérite et de charnockite.

Groupe de Wakeham (mPwk)

Claveau (1949) a introduit le terme « roches sédimentaires du lac Wakeham » pour désigner une séquence de roches, immédiatement à l'est de la région du lac Sanson. Il a divisé la séquence en trois lithofaciès qui, du plus ancien au plus récent, sont : 1) un quartzite impur et un micaschiste 2) un quartzite blanchâtre massif à grains fins et 3) un quartzite calcaire (sic) et un calcaire cristallin. Par la suite, Grenier (1957) a utilisé le terme « roches sédimentaires de Wakeham » pour désigner les roches sédimentaires qui « affleurent dans une étendue ayant les limites approximatives suivantes : au Sud la côte Nord du golfe Saint-Laurent, à l'Ouest la rivière Romaine et au nord, une ligne mal définie située à quelques 15 milles au nord du parallèle 51°...». Des roches identiques ont été observées vers le sud (Cooper 1957; Depatie 1967) et vers l'est, jusque dans la région du village de Kegaska (*op. cit.*). Sharma et Jacoby (1972) identifient pour la première fois des roches volcaniques felsiques dans la séquence sédimentaire. Ils introduisent le terme Groupe de Wakeham pour désigner la séquence de roches sédimentaires, de basalte et de rhyolite, métamorphisés aux faciès des schistes verts ou des amphibolites, qui affleure au NE de Havre-Saint-Pierre. Bien qu'étant les premiers à assigner un rang formel à l'unité, ils ne désignent toutefois ni région type ni coupe type. Dans sa compilation de la province géologique de Grenville, Wynne-Edwards (1972) identifie la même séquence sous le terme de Groupe de Wakeham Bay. Cependant, comme le mentionnent Martignole *et al.* (1994), cette désignation est impropre puisque le terme géographique « Wakeham » dérive du nom d'un lac situé à environ 55 km au nord de Baie-Johan-Beetz tandis que la baie de Wakeham est située en Ungava. Martignole et Indares (1988) élèvent le Groupe de Wakeham au rang de supergroupe. Ils le subdivisent en deux groupes: le Groupe d'Aganus situé à l'est et considéré comme étant à la base, et le Groupe de Davy à l'ouest et au sommet. Ceux-ci sont séparés par la zone de cisaillement de la rivière Nabisipi selon Martignole *et al.* (1992) et Indares et Martignole (1993). Le critère distinctif entre les deux groupes serait la présence de silicoclastites et de volcanites bimodales dans le Groupe d'Aganus. Cependant, la superposition stratigraphique des deux groupes est loin d'être prouvée et ils ne se distinguent nullement l'un de l'autre sur la base de caractéristiques lithologiques. Martignole *et al.* (1994) ont aussi introduit la notion de terrane de Wakeham qui englobe l'ensemble des lithologies incluant les métasédiments et les intrusions qui les recourent. Madore *et al.* (1997b) ont ramené le Wakeham du rang de supergroupe à celui de groupe et les termes Aganus et Davy ont été abandonnés. Cette définition est maintenue dans le présent rapport.

Le Groupe de Wakeham de la région du lac Allard est composé surtout de sédiments silicoclastiques métamorphisés à des conditions qui varient entre celles du faciès supérieur des schistes verts et celles du faciès moyen des amphibolites. Les roches sédimentaires comprennent essentiellement une arénite quartzitique et une subarkose, accompagnées d'un peu de paragneiss. Le lecteur pourra se référer au rapport géologique RG 98-02 (Verpaelst *et al.*, 1999) qui décrit un peu plus en détail les roches de cette unité.

Complexe de Buit (mPbui)

Longley (1948) a introduit le terme « Granite du lac Buit » pour désigner une série d'intrusions granitiques situées dans la portion est des feuilletés des lacs Allard (12L/11) et Sanson (12L/14) et qui s'étendent au-delà de la limite de cette région. Ce granite à biotite est de couleur rose et sa granulométrie varie de moyenne à grossière. Sa gneissosité est généralement bien définie et il est localement porphyrique avec des phénocristaux de feldspath rose (*op. cit.*). Indares et Martignole (1993) reprennent le terme « Granite du lac Buit » pour désigner « des roches hétérogènes massives ou foliées à granulométrie variable, avec des enclaves de quartzite ou de paragneiss » situées à l'est du lac Buit. Ce type de granitoïde porteur de paragneiss et d'amphibolite se rencontre au sud et à l'est des régions couvertes par les feuilletés cartographiés, en particulier dans la partie orientale de la carte du lac à l'Ours (Dépatie, 1967) et dans la partie occidentale des feuilletés 12L/07 (Cooper, 1957) et 12L/10 (Grenier, 1957).

Dans ce rapport, nous élevons l'unité au rang de Complexe et nous étendons sa distribution géographique. Le Complexe de Buit est constitué de gneiss, de roche felsique intrusive et foliée, de quartzite, de paragneiss et d'amphibolite. Cet assemblage de roches déformées et métamorphisées se situe entre le Groupe de Wakeham et la Suite Anorthositique de Havre-Saint-Pierre. La section type du Complexe de Buit se situe entre le Bassin des Murailles et l'extrémité NW du lac du Vingt-Deuxième Mille. Sa limite ouest correspond au linéament de la Rivière Romaine que l'on peut observer sur le feuillet 12L/11.

Paragneiss (mPbui1)

Le paragneiss est contenu dans des roches felsiques intrusives sous la forme d'enclaves de dimensions centimétriques à décimétriques ou de radeaux de dimensions kilométriques. Le paragneiss est presque partout interdigité avec du quartzite et de l'amphibolite. On peut y observer un rubanement tectono-métamorphique bien développé. Il est généralement migmatisé. Le mobilisat, de composition granitique et provenant d'un niveau structural plus profond, se présente sous forme de veines de dimension centimétrique à décimétrique, parallèles à la gneissosité et loca-

lement boudinées. Il contient surtout de la muscovite et, par endroits, de la sillimanite ou de la cordiérite. Il possède une foliation interne bien développée. Des intrusions ultérieures de mobilisat, en veines et en dykes non déformés, traversent la gneissosité et forment des masses décamétriques irrégulières.

La composition du paragneiss varie tant à l'échelle du ruban qu'à l'échelle de l'affleurement. Le paragneiss se compose d'une matrice quartzo-feldspathique à texture granoblastique entourant des porphyroblastes de biotite ou de muscovite. Localement, la chlorite remplace la biotite. La staurotite et le grenat, observés sur plusieurs lames minces, sont localement observés individuellement, mais occupent communément le même habitus. Certains porphyroblastes de ces deux minéraux contiennent des inclusions hélicitiques indicatrices d'une cristallisation syn-cinématique. La staurotite est partiellement rétomorphosée en séricite. L'andalousite et la sillimanite, localement enchevêtrées, ainsi que la cordiérite, la hornblende et l'épidote sont observées dans des proportions variables. Le paragneiss contient aussi des traces d'apatite, de tourmaline, de zircon, de sphène, d'allanite et de graphite. De 1 à 5 % et exceptionnellement jusqu'à 15 % de minéraux opaques, dont une proportion importante (jusqu'à 50 %) est constituée de magnétite, parsèment la roche.

Dans quelques localités, le paragneiss et les roches qui lui sont associées ont une minéralogie caractérisée par l'abondance de cordiérite à laquelle s'ajoute du quartz, du feldspath, de l'amphibole orthorhombique (anthophyllite), du spinelle (hercynite), du grenat, de la biotite, de la muscovite ainsi qu'une quantité importante de minéraux opaques (10 à 20 %) composée d'oxydes, dont de la magnétite et des sulfures, surtout constitués de chalcopryrite et de pyrite. Cet assemblage suggère la présence de zones d'altération hydrothermale métamorphosées. On verra plus loin que des indices minéralisés sont associés à ces zones d'altération.

Quartzite (mPbui2)

Le quartzite se trouve dans le même habitus que le paragneiss avec lequel il est intercalé. Il contient généralement une foliation tectonique bien développée et, localement, dans des zones moins déformées, un litage primaire. Il se compose surtout de quartz à texture granoblastique accompagné d'un peu de plagioclase ou de microcline. Des reliques de rubans de quartz, communs dans ces roches, sont des indices de déformation ductile. Localement, de grandes plages de quartz enveloppent des minéraux métamorphiques orientés dans la même direction; elles suggèrent une recristallisation thermique tardi-cinématique ou post-cinématique. Les minéraux métamorphiques observés dans le quartzite sont la biotite, la muscovite, le grenat et la sillimanite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, la tourmaline et le zircon. Dans un nombre restreint de localités, le quartzite contient jusqu'à 10 % de minéraux

calco-silicatés tels le diopside et l'actinote. Le plagioclase, la scapolite, l'épidote, le grenat, le sphène, la muscovite, la biotite, la calcite et les minéraux opaques constituent moins de 30 % de la roche. L'apatite, la tourmaline et le zircon sont présents en trace.

Amphibolite et gabbro métamorphisé (mPbui3)

Environ 10 % des roches du Complexe de Buit sont formés de bandes d'amphibolite et de gabbro déformé et métamorphisé. Ces bandes s'observent aussi bien dans les radeaux de roches d'origine sédimentaire que dans les roches granitiques et même dans les bandes de tonalite foliée. Ces bandes, d'épaisseur décamétrique ou kilométrique, sont généralement boudinées et elles suivent la trajectoire structurale du complexe. La majorité de ces bandes de roche mafique sont trop petites pour être cartographiées à l'échelle du 1 : 50 000. Cependant, des bandes sont localement assez volumineuses pour être représentées sur la carte.

L'amphibolite est généralement homogène et foliée et sa texture est granoblastique. Ses principales phases minérales sont la hornblende verte et le plagioclase; les autres sont la biotite partiellement chloritisée, du quartz et des reliques de clinopyroxène presque entièrement remplacées par de la hornblende et de l'épidote. Le sphène, l'apatite et le zircon sont présents en trace. Entre 2 et 15 % de minéraux opaques, dont la magnétite et la chalcopryrite, sont parsemés dans la roche sous forme de petits cristaux.

Tonalite gneissique (mPbui4)

Plusieurs bandes lenticulaires de tonalite gneissique sont observées dans la région du lac Allard (12L/11). Elles sont absentes dans les régions avoisinantes. La composition moyenne des bandes est celle d'une tonalite à biotite et hornblende mais elles peuvent aussi contenir des niveaux décimétriques à décamétriques de granodiorite et de diorite gneissique. Les roches contiennent, en quantité variable, des veines d'épaisseur centimétrique à décimétrique constituées de mobilisat granitique. Ces veines sont parallèles à la foliation et communément boudinées. La tonalite gneissique et les roches associées sont foliées ou rubanées et elles contiennent des phénocristaux étirés de plagioclases et des traînées de minéraux mafiques parallèles à la fabrique. En lame mince, ces roches montrent une texture granoblastique polygonale. Les roches les moins déformées contiennent, par endroits, des plagioclases hypidiomorphes préservés. Localement, des rubans de quartz recristallisés témoignent d'une déformation ductile.

Les roches d'affinité tonalitique contiennent, en plus du quartz et du plagioclase, des quantités variables de feldspath potassique et de minéraux ferro-magnésiens, surtout composés de biotite et de hornblende verte, qui constituent entre 5 et 40 % de la roche. Ces deux minéraux sont localement remplacés par de la chlorite. Par endroits, ces

roches contiennent du grenat, de l'épidote et de la muscovite. Le sphène, l'apatite le zircon et l'allanite sont présents en trace. De 1 à 5 % de minéraux opaques sont disséminés dans ces roches.

Granite hétérogène (mPbui5)

Le granite hétérogène est la lithologie prédominante du Complexe de Buit. Des quantités moindres (< 20 %) de granite à feldspath alcalin, de syénite et de pegmatite sont incluses dans cette unité. Ces intrusions felsiques contiennent un important volume de roches des unités adjacentes (métasédiments, amphibolites, roches d'affinité anorthositique). Ces roches se présentent en enclaves de dimension restreinte à l'échelle de l'affleurement et vont jusqu'à former des radeaux pluri-kilométriques. Le granite hétérogène, le granite à feldspath alcalin et la syénite sont généralement foliés ou rubanés. En lame mince, on observe une texture granoblastique polygonale et, localement, une texture mylonitique oblitérée par de la néoblastèse. Cependant, là où la déformation est faible ou modérée, la texture grenue porphyrique est bien préservée. La pegmatite est généralement massive ou légèrement foliée et elle se présente sous forme de veines, de dykes ou de masses irrégulières dont la taille est généralement limitée à l'échelle de l'affleurement.

Le granite hétérogène, la pegmatite et le granite à feldspath alcalin se composent d'un matériau quartzo-feldspathique dans des proportions qui leurs sont caractéristiques. Ils contiennent aussi de la biotite (1 à 20 %) localement chloritisée et de la muscovite (1 à 4 %). Par endroits, ces roches renferment de la cordiérite, de la hornblende verte, du grenat, de l'épidote ou du spinelle vert. L'apatite, le zircon, l'allanite, le rutile et le sphène sont présents en trace. Entre 1 et 5 % de minéraux opaques sont disséminés dans la roche.

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (mPhsp)

Retty (1944) a reconnu l'existence d'un massif anorthositique autour des lacs Allard et Puyjalon et, plus au nord, le long de la rivière Romaine. Sharma et Franconi (1975) reconnaissent au moins trois massifs dans la région; ce sont les massifs du lac Fournier, de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine (sic). Selon eux, les deux derniers seraient rattachés l'un à l'autre. Keary et Thomas (1979) reprennent la nomenclature de Sharma et Franconi (1975) et mentionnent qu'une anomalie gravimétrique positive serait centrée sur les deux premiers massifs. Cette anomalie pourrait être causée par une masse importante de gabbro en profondeur. Hargraves (1959, 1962) et Bergeron (1973, 1986) se sont penchés sur la description et la genèse des roches minéralisées en ilménite du secteur oriental du massif du lac Allard qu'ils relient à la Suite anorthositique du lac Allard; ils n'incluent pas la couronne mangé-

ritique de ce massif. Dépatie (1967) et Hocq (1982) ont cartographié en détail la partie orientale de ce massif avec sa couronne mangéritique.

Van Breemen et Higgins (1993) ont utilisé le terme « Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre » pour désigner toutes ces anorthosites qu'ils divisent en lobes, soit les lobes du Lac Allard, c'est-à-dire les lobes Nord-Est et Nord-Ouest, et le lobe Sud-Ouest qu'ils appellent l'Anorthosite de Magpie. L'âge obtenu pour ce lobe est de 1062 ± 4 Ma (figure 1). Enfin, Martignole (1996), dans sa revue des anorthosites du Grenville, reprend le terme « Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre » qui comprendrait, en plus des massifs définis par Sharma et Franconi (1975), un quatrième pluton, celui d'Atikonak. Pour leur part, Emslie et Hunt (1990) ont considéré plutôt la répartition spatiale des roches anorthositiques et mangéro-granitiques et ont, par conséquent, utilisé le terme « suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite » ou suite AMCG.

Afin de respecter les règles de nomenclature du Code stratigraphique nord-américain (DV 86-02, MRN, 1986), nous proposons d'inclure l'ensemble des massifs anorthositiques ainsi que les enveloppes de mangérite-charnockite-granite qui les entourent dans une même unité, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Le terme « complexe » nécessite la présence de roches d'au moins deux classes génétiques. La présence exclusive de roches intrusives dans cette unité nous amène à conclure que le terme « suite » est celui qui respecte le mieux le code stratigraphique. Les différents massifs gardent leurs appellations informelles, suggérées par Sharma et Franconi (1975).

Van Breemen et Higgins (1993) ont daté une anorthosite pegmatitique prélevée à l'ouest de la rivière au Tonnerre, dans le lobe Sud-Ouest, à 1062 ± 4 Ma, alors qu'Emslie et Hunt (1990) ont rapporté un âge U-Pb de $1126 \pm 7/-6$ Ma sur une roche mangéritique localisée près de l'embouchure de la rivière Magpie, dans la partie SW de la suite. Pour sa part, Loveridge (1986) a obtenu un âge de 1079 ± 5 Ma sur une mangérite située au nord des roches du Wakeham.

Anorthosite et gneiss anorthositique (mPhsp1), leuconorite (mPhsp2), et ilménite (mPhsp5)

La partie du massif anorthositique du lac Allard qui est présente sur le feuillet 12L/11 est constituée principalement d'anorthosite hololeucocrate à andésine (An38-45) et de quelques récurrences de leuconorite-norite non cartographiables. On y trouve des phénocristaux de labrador (An50-65) à plusieurs endroits, ce qui laisse sous-entendre que des radeaux ou des blocs d'anorthosite à labrador non identifiables sur le terrain puissent être présents dans la région et former des niveaux lenticulaires (Hocq, 1982). La couleur de l'anorthosite varie de bleuté, dans les faciès les moins recristallisés, à grisâtre, blanchâtre, rose et même verdâtre, dans les faciès les plus recristallisés et gneissifiés. Les porphyroclastes peuvent atteindre 30 cm de diamètre, mais le plus souvent ils varient entre 1 et 4 cm de

fiés. Les porphyroclastes peuvent atteindre 30 cm de diamètre, mais le plus souvent ils varient entre 1 et 4 cm de diamètre. Le plagioclase est antiperthitique et une infime quantité de feldspath potassique semble avoir migré vers la suture entre les grains de plagioclase là où la déformation est plus intense. Le quartz peut même être présent localement (moins de 1%). Les pyroxènes sont rares, sauf dans les norites. L'ilménite apparaît ici et là en cristaux recristallisés à proximité des points triples. L'apatite est rare. La hornblende verte et la biotite, d'origine métamorphique, sont les minéraux ferromagnésiens les plus courants.

Dans la partie est du massif anorthositique du lac Allard, des bandes ou des lentilles de norite (mPhsp2), parfois minéralisées en apatite et en minerai noir ont été observées à proximité des bandes de jotunite riches en oxydes. À certains endroits, comme sur la rive orientale du lac Allard, cette jotunite renferme des lentilles et des blocs arrondis d'ilménite (mPhsp5); ailleurs, elle est recoupée par des veines d'ilménite massive. L'ilménite se trouve aussi dans l'anorthosite. Elle y forme de petits amas, des veines et des filons sécants. On l'observe aussi, localement, sous la forme de cristaux isolés concentrés dans des bandes-repères dont la distribution suggère une ségrégation par densité. Des amas substantiels d'ilménite (mPhsp5) (lacs Ellen et du Vent) sont vraisemblablement localisés en dessous du gisement du lac Tio. Un autre amas se trouve à l'est du lac Puyjalon, près de la limite entre l'anorthosite et son enveloppe mangéritique (voir Hargraves, 1962). Hocq (1982) rapporte la présence de petits niveaux mangéritiques, non cartographiables à l'échelle de 1 : 50 000, à l'intérieur de l'anorthosite. Réciproquement, des masses d'anorthosite ont été observées dans la couronne de mangérite, notamment dans le secteur méridional du lac Puyjalon (Sharma et Franconi, 1975). Dans les roches anorthositiques, le rubanement magmatique, préservé à plusieurs endroits, a été transposé à divers degrés et oblitéré par une foliation ou une gneissosité, subparallèles au rubanement magmatique ainsi qu'au contact du massif.

Mangérite-charnockite-granite-jotunite (mPhsp4)

Cet assemblage lithologique, ci-après appelé suite MCG pour mangérite-charnockite-granite, comprend une suite de roches à orthopyroxène comme la mangérite, la charnockite et la jotunite, et certains de leurs équivalents dépourvus d'orthopyroxène tels que : la monzonite, la monzonite quartzifère, le granite et le monzogabbro quartzifère. La suite MCG forme une couronne autour de chacun des deux massifs anorthositiques. Elle est difficile à cartographier à l'échelle du présent levé. Une cartographie détaillée de ces roches devra tenir compte de la complexité de leur environnement magmatique, tectonique et métamorphique.

Les limites entre les différents types de roche de la suite MCG ne sont pas des contacts intrusifs francs mais plutôt

des limites transitionnelles entre les faciès lithologiques; ces limites pourraient être utiles pour cerner l'agencement des principaux types de roches. Cependant, à ce stade-ci de nos connaissances, ces limites n'ont pas été déterminées avec précision et n'apparaissent pas sur les cartes au 1 : 50 000. Elles pourront être ajoutées ultérieurement en fonction d'observations nouvelles et d'une cartographie orientée spécifiquement en ce sens.

La suite MCG renferme une dizaine de types lithologiques qui reflètent, chacun, un degré d'évolution magmatique spécifique (tableau 1). Les types les plus communs, c'est-à-dire mangérite, mangérite quartzifère, charnockite et leurs équivalents dépourvus de pyroxènes, monzonite, monzonite quartzifère et granite, se rencontrent partout et totalisent, à eux seuls, plus de 80 % de l'ensemble de la suite MCG. Les roches les plus riches en plagioclase et en minéraux ferromagnésiens (jotunite, diorite, enderbite, opdalite), les premières à s'être formées, ainsi que les types les plus leucocrates et les plus potassiques (monzosyénite et granite alcalin avec ou sans olivine ferrifère), les derniers à apparaître, ne s'observent que localement et ne forment que des lentilles de dimensions restreintes. Toutefois, l'alignement de plusieurs affleurements de granite alcalin à olivine ferrifère semble former une bande presque continue de plusieurs kilomètres de longueur, à peu près à mi-distance des limites des deux massifs, dans le voisinage du prolongement du linéament de l'Abbé-Huard. On ignore l'épaisseur et l'extension complète de cette bande.

L'une des principales caractéristiques pétrographiques de la suite MCG est la présence presque constante de mésoperthites dans le plagioclase. Presque tous les types de roches montrent différents degrés de recristallisation. Sur le terrain, les mangérites et les roches qui leur sont associées sont souvent altérées et de couleur cassonade.

En plus de la minéralogie et de l'ordre d'apparition des phases minérales, le tableau 1 illustre la succession des types de roches. Cette dernière est agencée en fonction de leur position dans la figure 3, basée sur leur composition minéralogique. Cette figure traduit le degré d'évolution de chacun des types de roches.

Aucun caractère pétrographique ni géochimique (comme nous le verrons plus loin) ne permet actuellement d'établir un lien entre les magmas des massifs d'anorthosite et de la suite MCG. Toutefois, leur relation spatiale est indéniable et nous amène à inclure la suite MCG dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Le contact entre le granite de la suite MCG et le granite hétérogène du Complexe de Buit est difficile à discerner sur le terrain, parce les deux granites se ressemblent beaucoup et que la limite entre ces granites est cisailée. La distinction entre les deux granites est cependant possible à faire en lame mince, puisque le granite de la suite MCG est mésoperthitique et cryptoperthitique alors que celui du Complexe de Buit ne l'est pas. C'est sur cette base que les contacts ont été tracés. Au nord de la région du lac Allard,

TABLEAU 1 - Synthèse pétrographique des types de roche de la suite mangérite-charnockite-granite de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. L'ordre de numérotation des colonnes correspond à l'évolution de la cristallisation fractionnée à partir du magma de la suite. Dans les colonnes 3, 8 et 9, la superposition des deux types d'occurrences (continue et sporadique) réfère aux roches à pyroxènes et à celles qui en sont majoritairement dépourvues. Dans la colonne 10, l'orthopyroxène ferrifère est seul, tandis que l'olivine ferrifère cristallise avec le clinopyroxène ferrifère (augite).

Type de roche / Minéral	1 diorite ferrifère	2 jotunite	6 enderbite	7 opdalite	3 mangérite/ monzonite	8 mangérite/ monzonite quartzitique	9 charnockite/ monzo- granite	4 syéno- monzonite	10 leucogranite
Plagioclase									
PG-1	1	1	1, résorbé	1, résorbé	1, résorbé	1, résorbé	1, résorbé	1, résorbé	
PG-2	1	1, 2	2	2	2-4	2-4	2-4	3-4	4 ?
PG-3					6	6-7	6-7	5-6	5
Feldspath - K perthitique	3-5	3-5	4-6	2-6	2-6	2-7	2	2	1
Quartz	5	4-5 (2)	6	6	6	6	6	5	3
Orthopyroxène	2	3	3	3	3	3	2-3	3	2 ferrifère
Clinopyroxène	2	3	3	3	3	3	2-3	3	2 ferrifère
Olivine									2 ferrifère
Hornblende verte	3 (1)	4 (1)	3-4	4	3-4	3-5	3-5	4	2-3 (5)
Amphibole blanche	(2)	(3)							
Biotite	4	5 (2)	5	4-5	5 (1)	4-5	4-5	3-4	3-4
Opaques	1	1	1	1	1	1	1	1	/
Apatite	1	1	1	1	1	1	1	1	/
Zircon	1	1	1	1	1	1	1	1	/
Muscovite									4-5
Sphène/Leucoxène	(3)	(4)	(4)						

Les numéros en tête de colonnes réfèrent à ceux des compositions moyennes reportées sur la figure 3.

PG-1 Phénocristal de plagioclase

PG-2 Plagioclase de mésostase

PG-3 Plagioclase tardif (albite)

1 à 7 Ordre d'apparition des minéraux primaires dans le tableau

1 Minéraux précoces ayant cristallisé sur une longue période

(1) à (3) Ordre de cristallisation des minéraux secondaires (métamorphiques)

 Présence continue des minéraux

 Présence sporadique des minéraux

ce contact coïncide avec le contact entre les monzonites à l'ouest et les granites à l'est (voir Verpaelst *et al.*, 1999; feuillet SNRC 12L/13 et 12L/14).

Sommaire de la stratigraphie

Toute la région située de part et d'autre de la rivière Romaine, incluant les régions du lac Allard, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (12L/11, 12L/14 et 12M/03) constitue une zone tampon entre le Groupe de Wakeham traversé par les filons-couches de la Suite de la Robe Noire (nouvelle unité), à l'est, et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, à l'ouest. Le cœur de cette zone est formé par le Complexe de Buit (nouvelle unité) qui renferme de nombreux radeaux de roches d'origine sédimentaire et ignée. Ce complexe est bordé par de grandes zones de cisaillement, dont les zones de cisaillement d'envergure régionale qui correspondent aux linéaments de la rivière Romaine et de l'Abbé-Huard. Ces zones de cisaillement rendent ambiguës les relations entre le Complexe de Buit et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre regroupe au moins deux massifs anorthositiques et un cortège mangérite-charnockite-granite dans le secteur cartographié en 1997.

Il est fort probable que les métasédiments du Complexe de Buit soient des équivalents stratigraphiques du Groupe

de Wakeham. Quant à la Suite mafique de la Robe Noire, elle pourrait s'étendre, plus à l'est, dans les sédiments du Wakeham; toutefois, ceci reste à être démontré. Enfin, le Complexe de Buit ressemble beaucoup, par ses composantes et par son métamorphisme, au Complexe de Boulain cartographié en 1996. Ce dernier est en contact faillé avec la partie est du Groupe de Wakeham (Verpaelst *et al.*, 1997b).

Les contacts entre les différentes unités cartographiées n'affleurent généralement pas et demeurent ambigus. Et comme les résultats des analyses géochronologiques ne sont pas encore disponibles au moment de la rédaction de ce rapport, nous ne pouvons donc établir plus précisément la stratigraphie. Des travaux sont encore en cours pour apporter des éclaircissements à ce sujet.

MÉTAMORPHISME

Dans de la partie ouest du Groupe de Wakeham, les sédiments sont, vers l'intérieur du groupe, métamorphisés au faciès des schistes verts et passent progressivement, en bordure du groupe, au faciès des amphibolites (Indares et Martignole, 1993; Camion, 1990). Dans la partie est du Groupe de Wakeham, les conditions du métamorphisme

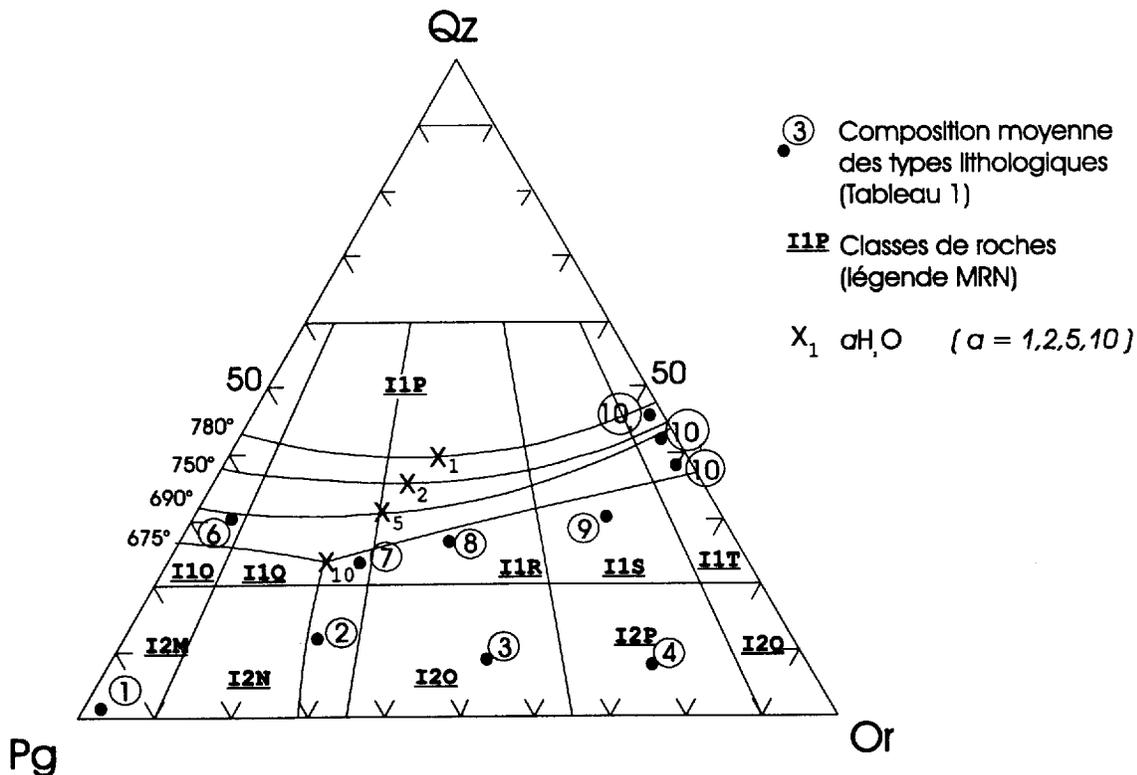


FIGURE 3 - Diagramme ternaire Quartz - Albite - Orthose avec la position modale des échantillons de la suite MCG. Les points accompagnés de cercles numérotés représentent les compositions modales moyennes des principaux types lithologiques de la suite (voir analyse qualitative au tableau 1). Les traces des courbes cotectiques pour $aH_2O = 1$ sont indiquées pour des pressions de 1, 2, 5 et 10 kbars, avec les eutectiques et minimum (tiré de Johannes et Holz, 1996).

varient du faciès des schistes verts (biotite + muscovite + épidote ± actinote) au faciès inférieur des amphibolites (grenat + sillimanite ± andalousite ± staurotide) (Madore *et al.*, 1997a, 1997b). Dans la région décrite ici, qui touche la partie ouest du Groupe de Wakeham et les roches adjacentes, les assemblages métamorphiques les plus caractéristiques sont observés dans les métasédiments du Complexe de Buit et du Groupe de Wakeham. Ces assemblages comprennent la staurotide, le grenat, l'andalousite, la sillimanite, la biotite et la muscovite. La coexistence d'andalousite-sillimanite et de staurotide-grenat, observée dans quelques échantillons, indique que, dans la partie ouest du groupe et dans les roches adjacentes, notamment dans le Complexe de Buit, le métamorphisme a atteint des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 GPa (figure 4). La présence de chlorite, développée à partir de la biotite, est causée par un rétro-métamorphisme. Dans les gabbros de la Suite de la Robe Noire et dans leurs équivalents du Complexe de Buit, les variations de pression et de température ont été suffisantes pour déstabiliser, presque totalement, les pyroxènes et les transformer en amphiboles. Dans le secteur de la rivière Romaine, aucun métamorphisme pouvant être relié à la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre n'a été déduit à partir des observations faites en lames minces.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la région cartographiée, les roches ont subi des déformations à des degrés très variables. Ainsi, les sédiments du Groupe de Wakeham sont généralement peu déformés. Malgré une recristallisation généralisée dans ces roches, les structures sédimentaires sont préservées en plusieurs endroits. Les sédiments du Groupe de Wakeham sont toutefois fortement déformés à proximité des zones de cisaillement. Dans le Complexe de Buit, le degré de déformation varie de moyen à intense d'un endroit à l'autre. Les roches du complexe ont probablement subi plusieurs phases de déformation qui ne seront pas discutées en détail dans le cadre de ce rapport. Toutefois, la présence d'un motif structural en dômes et bassins, particulièrement bien développé dans la portion SE de la région du lac Allard, ainsi que la présence de certaines structures mésoscopiques, comme des plis non plan (plis où la surface axiale est courbe) d'amplitude métrique et l'intersection de plusieurs foliations témoignent d'une histoire structurale compliquée.

L'analyse structurale montre, qu'à l'échelle régionale, les unités sont déformées par de grands plis, d'amplitude kilométrique, déversés vers l'ouest (figures 5a et 6). Le plan axial de ces plis, calculé d'après la distribution des pôles de foliation mesurés sur le terrain, est orienté NE-SW

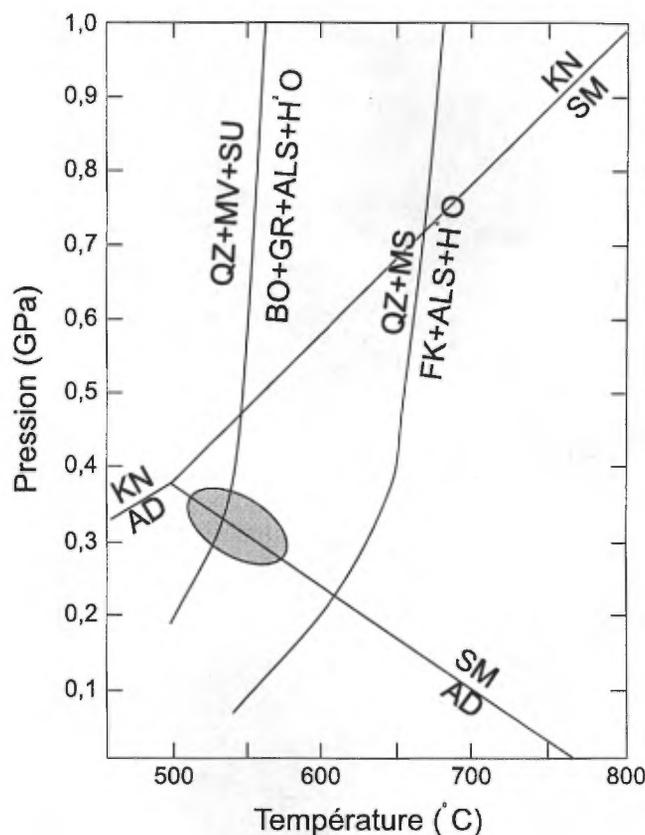


FIGURE 4 - Grille pétrogénétique (tirée de Carmichael, 1978). AD = andalousite, ALS = allumino-silicate, BO = biotite, FK = feldspath potassique, GR = grenat, KN = kyanite, QZ = quartz, MS = muscovite, SM = sillimanite, SU = staurotide. Le champs grisé correspond aux conditions de métamorphisme atteintes dans la partie ouest du Groupe de Wakeham.

avec un pendage d'environ 30° vers le SE (figure 5a). La linéation d'étirement plonge généralement vers l'est (figure 5b). Cette géométrie structurale suggère un transport tectonique vers l'ouest. Des zones de cisaillement, interprétées comme des failles inverses, sont localisées préférentiellement sur les flancs ouest des plis déversés. Cette configuration structurale s'étend sur toutes les unités de la région. Ceci suggère que le Groupe de Wakeham, la Suite mafique de la Robe Noire, le Complexe de Buit ainsi que la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre étaient solidaires durant la phase de déformation compressive qui a généré ces structures en plis-failles.

Le linéament N-S de la Rivière Romaine et le linéament NE-SW de l'Abbé-Huard qui traversent la région, correspondent à deux zones où la déformation est plus intense. Ces zones de déformation ont une largeur d'au moins un kilomètre et sont constituées de plusieurs failles ductiles anastomosées. Ces deux zones affleurent peu, ce qui limite l'observation d'indicateurs cinématiques fiables. Toutefois, les quelques mesures, prises dans le but d'identifier le

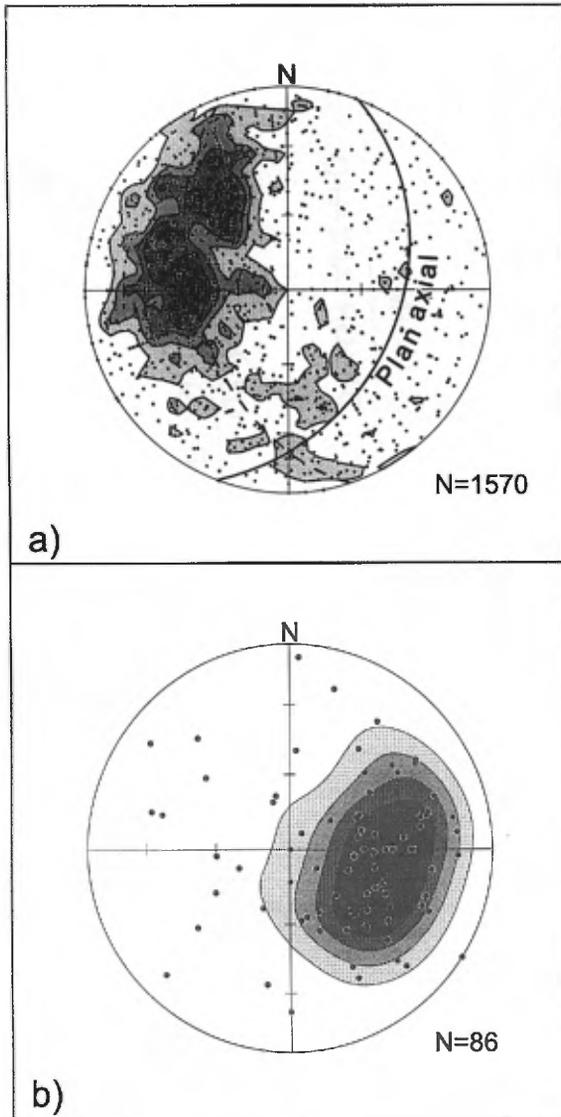


FIGURE 5 - Projections stéréographiques équiaires. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986). N=nombre de données. a) Pôles des plans de la foliation, b) Linéations d'étirement.

sens du mouvement sur les failles ductiles, montrent un mouvement inverse.

Les coupes de la figure 6 montrent, de façon schématique, la disposition des unités de la région. On y observe que les sédiments du Groupe de Wakeham reposent structurellement sur le Complexe de Buit, un assemblage tectono-métamorphique constitué d'équivalents des unités adjacentes, qui ont été déformées et abondamment injectées de matériau migmatitique. Le Groupe de Wakeham et le Complexe de Buit chevauchent la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cette déformation en compression a engendré des répétitions stratigraphiques, notamment à la bordure est de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre où le massif du lac Allard a été séparé du massif de la rivière Romaine. Cette même déformation a aussi joué un

rôle important dans le développement des zones de déformation régionales localisées sur les linéaments de l'Abbé-Huard et de la rivière Romaine.

LITHOGÉOCHIMIE

À l'été 1997, nous avons prélevé, sur l'ensemble de la région cartographiée, 186 échantillons de roches. Ces derniers ont servi aux fins d'analyses lithochimiques, dont 82 pour analyse totale et 104 pour analyse des métaux usuels et précieux. Les échantillons ont été analysés au Centre de recherche minérale du Québec. Les résultats des analyses et la localisation des échantillons correspondants sont intégrés dans la base de données du SIGÉOM. Le tableau 2 contient quelques analyses d'échantillons représentatifs des roches ignées de la région. Dans la discussion qui suit, les analyses lithogéochimiques des roches ignées seront comparées afin de présenter une vue globale des signatures géochimiques pour chaque famille de roches, à savoir : les roches anorthositiques de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, le gabbro de la Suite mafique de la Robe Noire, le gabbro localisé dans la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard, les amphibolites associées au Complexe de Buit ainsi que les granitoïdes (granites, tonalites) et les gneiss du Complexe de Buit.

Éléments majeurs

La composition des roches ignées et métamorphiques de la région se distribue en continu, allant de mafique à felsique (figure 7a). Les gabbros et les anorthosites se trouvent dans le domaine mafique, les monzonites dans les compositions intermédiaires, et les granitoïdes et les paragneiss dans le domaine felsique. Sur le diagramme AFM, les roches se répartissent entre les domaines tholéiitique et calco-alcalin (figure 7b). La Suite mafique de la Robe Noire est d'affinité nettement tholéiitique avec des teneurs plus élevées en fer et en magnésium alors que les autres gabbros et les amphibolites se répartissent dans les deux domaines. Les tonalites de Buit semblent nettement tholéiitiques alors que les gneiss sont plus près du domaine calco-alcalin. Les autres granitoïdes se confondent près du pôle des alcalis. La Suite mafique de la Robe Noire se distingue aussi par des teneurs élevées en fer, en magnésium, en titane et en phosphore (figures 7b et c), éléments que l'on trouve aussi dans quelques échantillons d'amphibolite dont les teneurs en ilménite et en apatite sont élevées. La composition des différents granitoïdes varie peu si ce n'est que certains échantillons de monzonite et de mangerite sont plus riches en P_2O_5 que ceux provenant d'autres granitoïdes. En fait, leurs teneurs se rapprochent de celles de certaines unités mafiques. Le diagramme de TiO_2 versus P_2O_5 (figure 7c) permet aussi de déduire que les roches

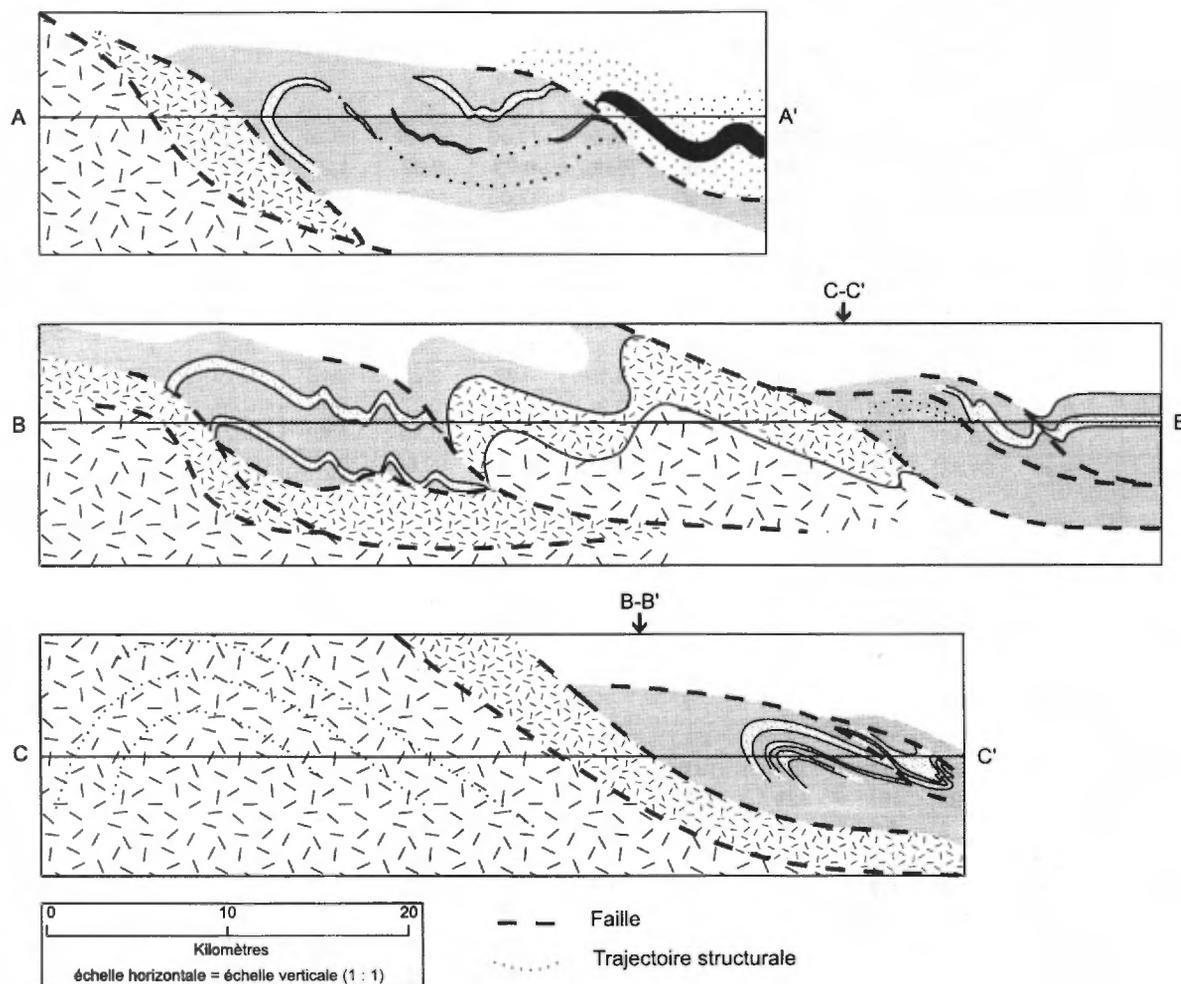


FIGURE 6 - Coupes géologiques A-A', B-B', et C-C'. Ces coupes sont localisées à la figure 1.

mafiques et les roches felsiques ont évolué séparément. Les éléments majeurs ne permettent pas de pousser plus loin la discrimination des différentes lithologies.

Les minéraux normatifs (CIPW) ont des compositions qui concordent avec le mode défini lors de l'étude pétrographique des lames minces et des plaques colorées pour les granitoïdes (figure 7d).

Éléments mineurs, en traces et les terres rares

Les éléments mineurs compatibles (c'est-à-dire qui entrent dans la structure des premiers minéraux qui cristallisent à partir d'un magma comme le Cr, le Ni, le Cu et le Co) ne sont pas très utiles pour différencier les suites ignées mafiques de la région. Le diagramme du SiO_2 versus le Ni (figure 7e), par exemple, permet de supposer qu'il n'y a non pas une mais plusieurs suites sans liens génétiques. Le diagramme de variation du vanadium en

fonction du SiO_2 (figure 7f) permet tout au plus de dire que la Suite mafique de la Robe Noire semble plus primitive que les autres unités mafiques avec sa teneur moyenne en silice plus faible et ses teneurs moyennes en Ni et V plus élevées que celles des autres roches mafiques.

Certains éléments mineurs sont présents en quantités anormales. Certaines des teneurs dépassent les seuils d'indices définis par le MRN dans la Province de Grenville pour les minéralisations en cuivre, en argent, en or, en vanadium et en phosphore (tableau 3). D'autres, sans dépasser les seuils d'indices, sont quand même anormales pour les roches de la région étudiée. Nous avons donc déterminé des anomalies en calculant, pour chaque élément, la moyenne et l'écart-type pour tous les échantillons de roches de la région. Les teneurs dépassant de deux écarts types la teneur moyenne ($X > \text{teneur}_{\text{moy}} + 2s$) ont été retenues comme anomalies. Des anomalies en Cu, en Ag, en Au, en V, en Ti et en P ont ainsi été identifiées. Les nouvelles anomalies et les nouveaux indices sont essentiels

TABLEAU 2 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des roches ignées et des paragneiss de la région couverte par les cartes des lacs Allard, Jérôme et Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard. La localisation des échantillons se trouve dans la base de données du SIGÉOM. (S.M.R.N. : Suite mafique de la Robe-Noire; Fe_2O_{3TOT} = total des oxydes de fer)

Lithologie	Suite anorthositique de Havre-St-Pierre						Complexe de Buit					S.M.R.N.
	I3G	I3H	I2F	I2E	I2O	I1B-I1E	I1B	I1D	M4	I3A	M16	I3A
Échant.	1038A	3344B	2285A	1266A	3035	3198B	1113A	2064	2067A2	3305B	6025	3473
SiO ₂	54,60	53,40	66,90	50,50	57,40	66,80	77,00	68,10	66,30	46,30	48,00	46,40
TiO ₂	0,86	0,22	0,99	1,48	1,65	0,88	0,13	0,89	1,27	2,55	1,37	3,91
Al ₂ O ₃	25,00	24,60	13,90	20,60	16,30	15,30	12,00	13,30	14,00	14,20	17,50	13,70
Fe ₂ O _{3TOT}	2,86	3,47	5,39	8,53	8,70	4,14	1,47	7,69	8,48	14,80	11,10	16,30
MnO	0,02	0,04	0,05	0,12	0,14	0,05	0,04	0,13	0,08	0,19	0,19	0,23
MgO	0,65	4,14	1,38	4,41	1,79	0,99	0,13	0,97	2,90	6,71	6,18	6,20
CaO	8,35	8,85	2,43	8,72	5,66	2,53	0,76	3,08	1,55	10,50	9,07	7,77
Na ₂ O	5,02	4,34	3,23	4,00	3,87	3,37	2,65	2,63	1,81	3,01	3,14	1,17
K ₂ O	1,48	0,56	4,58	1,24	2,99	5,10	4,82	2,20	2,43	0,79	1,81	1,50
P ₂ O ₅	0,19	0,03	0,35	0,33	0,88	0,25	0,03	0,27	0,16	0,35	0,12	0,51
PAF	0,96	0,17	0,74	0,08	0,54	0,71	0,46	0,39	0,62	0,21	1,43	1,97
Total	99,99	99,82	99,94	100,01	99,92	100,12	99,49	99,65	99,60	99,61	99,91	99,66
Ba	370	299	1100	718	1800	2000	641	610	313	187	231	331
Rb	13	3	166	9	32	129	183	119	89	5	62	58
Sr	1000	0	294	682	666	341	40	144	92	311	324	136
Cs	1,2	0,8	2,7	0,6	0,6	1,0	5,1	8,8	7,5	0,5	2,6	2,3
Li	13	2	25	4	16	23	37	23	16	7	31	32
Ga	22	17	21	21	28	21	18	22	18	22	22	26
Ta	0,5	0,5	1,2	0,8	1,7	2,5	1,7	2,3	0,8	0,5	1,4	1,9
Nb	3	3	17	3	22	25	21	35	11	3	9	15
Hf	1,5	0,5	16,0	2,9	18,0	14,0	4,7	13,0	7,2	3,0	2,5	8,9
Zr	72	33	491	129	638	452	120	429	224	118	91	298
Y	6	3	36	18	61	55	86	87	27	33	31	61
Th	2,3	0,2	8,5	1,0	3,1	9,7	17,0	12,0	8,2	0,2	2,5	3,2
U	0,6	0,5	1,7	0,5	0,5	1,1	3,8	2,5	2,3	0,5	1,9	0,6
Cr	20	100	20	20	20	20	20	22	80	210	110	130
Ni	10	65	15	36	5	7	3	15	65	36	75	63
Co	10	23	12	33	15	7	3	16	34	55	49	51
Sc	2,6	6,3	6,1	15,0	14,0	8,0	8,9	25,0	19,0	40,0	30,0	51,0
V	41	33	50	104	68	43	2	43	111	339	204	401
Cu	2	4	13	13	11	10	15	19	7	34	30	152
Pb	12	12	13	12	12	15	17	12	12	12	12	12
Zn	21	30	97	65	159	60	31	126	41	136	106	118
Rh	6	10	0	11	0	0	0	0	6	6	6	6
Pd	21	6	0	6	0	0	0	0	6	6	6	6
Pt	6	20	0	18	0	0	0	0	7	6	9	6
La	11	3	77	20	71	90	46	56	33	11	19	20
Ce	21	4	140	38	150	180	98	110	66	27	42	50
Pr	10	10	10	10	10	24	10	13	10	10	10	10
Nd	13	5	52	26	100	96	45	57	34	13	24	38
Sm	2,4	0,4	10,0	5,4	19,0	16,0	12,0	14,0	7,1	5,4	5,7	10,0
Eu	1,3	0,8	2,2	2,4	5,9	3,8	1,0	2,8	1,9	1,8	1,6	2,9
Tb	0,2	0,2	0,2	0,6	2,1	1,4	1,6	0,7	0,2	0,7	0,7	1,9
Dy	1	1	7	1	10	10	4	8	2	2	1	8
Ho	0,5	0,5	1,1	1,1	2,7	1,9	4,6	3,7	2,0	1,1	1,6	2,6
Yb	0,5	0,2	3,0	1,7	5,5	5,0	11,0	11,0	3,8	3,5	3,6	6,2
Lu	0,1	0,1	0,5	0,2	0,7	0,7	1,5	1,5	0,5	0,5	0,5	0,9

Fe_2O_{3TOT} = Le total des oxydes de fer exprimés sous la forme de Fe_2O_3 .

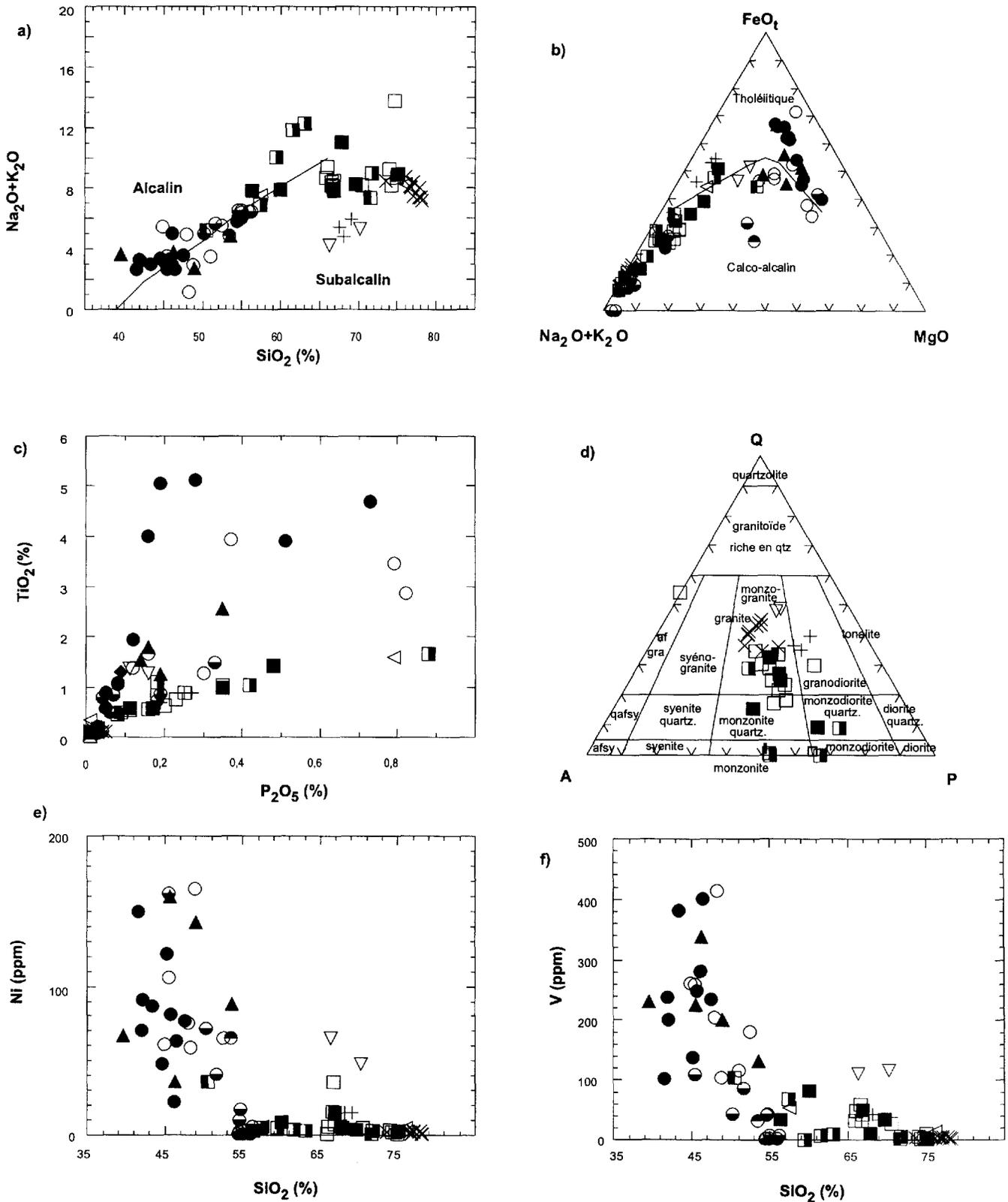


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques d'éléments majeurs (a : Miyashiro, 1964; b : Irvine et Baragar, 1968) et mineurs des roches ignées et métamorphiques de la région cartographiée en 1997. (La légende, figure 7 g, est sur la page suivante)

TABLEAU 3 - Seuils d'indices minéralisés pour les Appalaches et la Province de Grenville.

Substance	Seuil
Au	0,5 g/t
Ag	5 g/t
Platinoïdes	0,5 g/t
Cuivre	0,1%
Nickel	0,25%
Cobalt	0,5%
Zinc	0,3%
Plomb	0,3%
Fer	20,0%
MoS ₂	0,1%
U ₃ O ₈	0,05%
ThO ₂	0,05%
V	0,2%
Nb ₂ O ₅	0,05%
Ta ₂ O ₃	0,02%
MnO	6,0%

lement localisés dans le Complexe de Buit et au contact entre l'anorthosite et la mangérite de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figure 2). Ces indices et ces anomalies seront discutées dans le chapitre sur la géologie économique.

Les éléments en traces et les terres rares (TR) se sont avérés plus utiles que les éléments majeurs et mineurs pour distinguer les unités de roches ignées (figure 8). Dans les gabbros, les teneurs en éléments traces et en terres rares varient peu d'une suite à l'autre (par exemple, Yb versus SiO₂ de la figure 8c). Cependant, les rapports entre certains éléments en traces et entre certaines terres rares diffèrent beaucoup plus (figure 8f). Ainsi, la Suite mafique de la Robe Noire semble la plus primitive avec non seulement les rapports La/Yb les plus faibles mais aussi avec des teneurs en La et en Yb généralement plus faibles; viennent ensuite les gabbros à hornblende brune trouvés dans la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard et enfin les amphibolites associées au Complexe de Buit (figure 8f).

Dans les granitoïdes, les contrastes de composition sont plus évidents. Les granites du Complexe de Buit se distinguent nettement des autres granitoïdes par des teneurs élevées en Rb et Yb, mais assez faibles en Sr, Zr et autres TR (figures 8a,b,c,d et e). Ces granites ont aussi les rapports TR légères/TR lourdes les plus faibles (figure 8f), comparables aux rapports observés dans les gabbros les plus primitifs. Ce sont pourtant les granitoïdes les plus felsiques. On ne peut toutefois pas relier génétiquement les granitoïdes du Complexe de Buit et les gabbros de la Suite mafique de la Robe Noire. Enfin, les tonalites ont aussi des teneurs élevées en Zr, Nb et TR; mais elles ont de faibles rapports La/Yb, comme les gabbros et les granites du Complexe de Buit (figure 8f).

Les roches les plus évoluées sont les granitoïdes de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, comme l'indiquent leurs teneurs élevées en Rb, Y, Nb et TR (figure 8a, b, d et e). De plus, leurs rapports TR légères/TR lourdes sont semblables à ceux des anorthosites (figure 8f).

Peu d'unités sont assez différenciées pour qu'il soit possible de suivre l'évolution de la composition du magma original vers celle d'un magma plus évolué. Les tendances observées pour les terres rares ne se vérifient que difficilement avec les éléments en traces. Par exemple, on pourrait être tenté de relier génétiquement la Suite mafique de la Robe Noire et les tonalites ou les granites du Complexe de Buit qui ont tous des rapports La/Yb semblables. Les autres éléments ne confirment pas cette relation.

Les diagrammes des TR normalisées aux chondrites (figure 9) nous renseignent un peu plus sur la possibilité d'une parenté magmatique entre les différentes unités. Ainsi, les patrons des TR sont très semblables pour les monzonites et les granites mésoperthitiques situés dans la région à l'ouest de la rivière Romaine. Il en est de même pour les mangérites et les charnockites de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Ceci confirme les tendances observées lors de l'analyse pétrographique détaillée de la suite MCG, suite caractérisée par des feldspaths mésoperthitiques. Toutes ces roches ont d'ailleurs été groupées dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. D'autre part, les données provenant des granitoïdes, des tonalites et des paragneiss du Complexe de Buit génèrent des patrons sub-parallèles (figure 9c), différents de ceux de la suite mangéritique (figure 9b). En ce qui concerne les roches mafiques, les gabbros subophitiques de la Suite mafique de la Robe Noire sont plus pauvres en TR et ils ont des

- ▲ Gabbro à hornblende brune
- Amphibolite du Complexe de Buit
- Gabbro subophitique de la Suite mafique de la Robe Noire
- ◁ Charnockite
- Monzonite mésoperthitique
- Granite mésoperthitique
- ▣ Mangérite
- ▣ Monzonite quartzifère
- Anorthosite gabbroïque
- Anorthosite
- ▽ Paragneiss du Complexe de Buit
- × Granite du Complexe de Buit
- + Tonalite du Complexe de Buit

FIGURE S 7G et 8G - (suite) Légendes

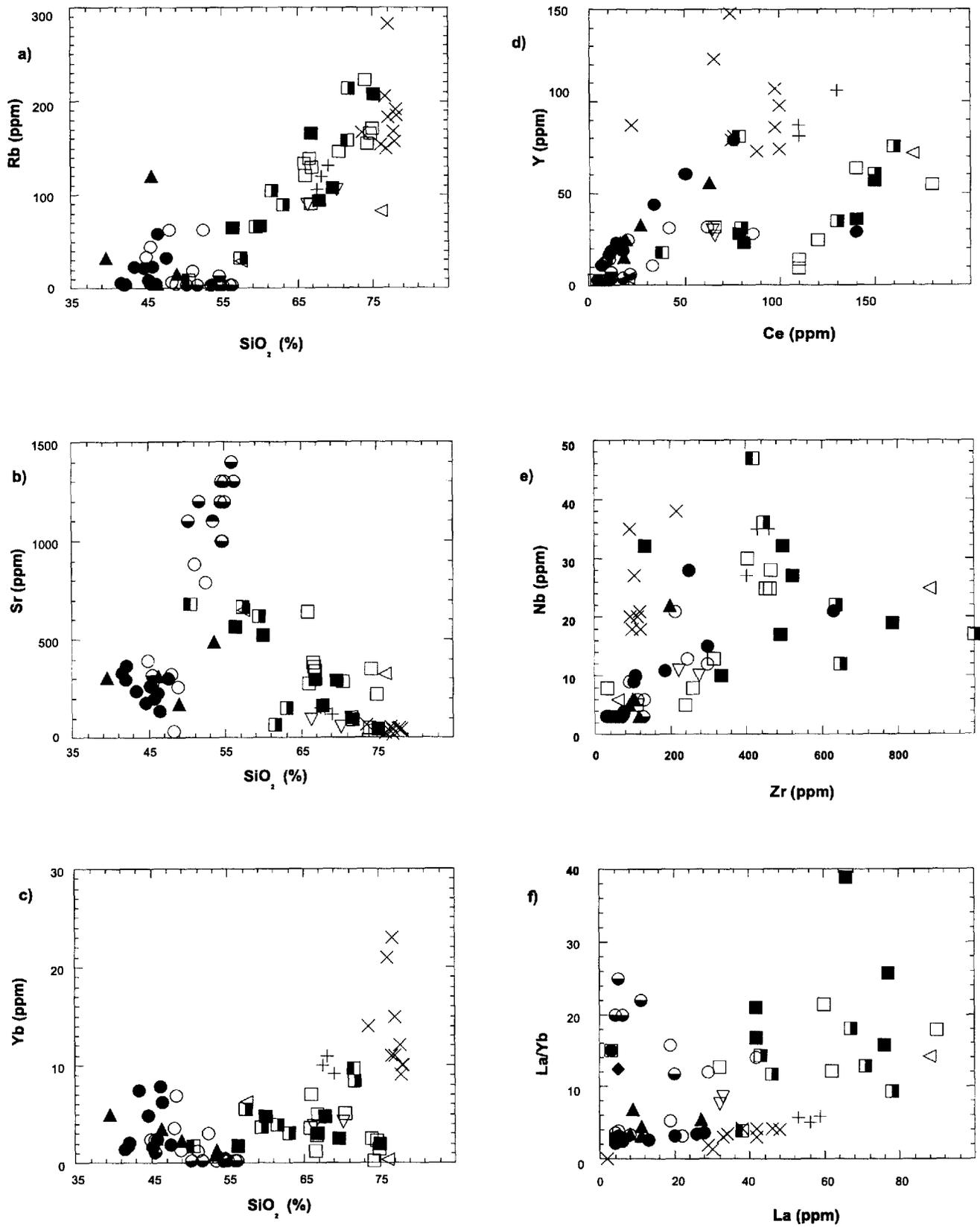


FIGURE 8 - Diagrammes binaires pour les éléments en traces et les terres rares dans les roches de la région cartographiée en 1997.

rapports La/Yb plus faibles que les amphibolites et les gabbros à hornblende brune du Complexe de Buit, qui sont semblables par leur teneur en TR (figure 9a).

Lithogéochimie et environnement tectonique

Les roches mafiques analysées sont en général à grains fins à moyens et sont homogènes. Nous supposons donc que, de façon générale, le comportement géochimique des gabbros est comparable à celui des roches volcaniques mafiques; nous avons utilisé les diagrammes servant à discriminer les volcanites mafiques. Les gabbros analysés chevauchent les domaines alcalin et sub-alcalin (figure 7a). Les diagrammes géochimiques utilisés pour discrimi-

ner les environnements tectoniques permettent de voir que la plupart des gabbros proviennent d'un magma mafique enrichi en éléments incompatibles (figures 10a et b). Ces gabbros proviendraient d'un environnement intraplaque,

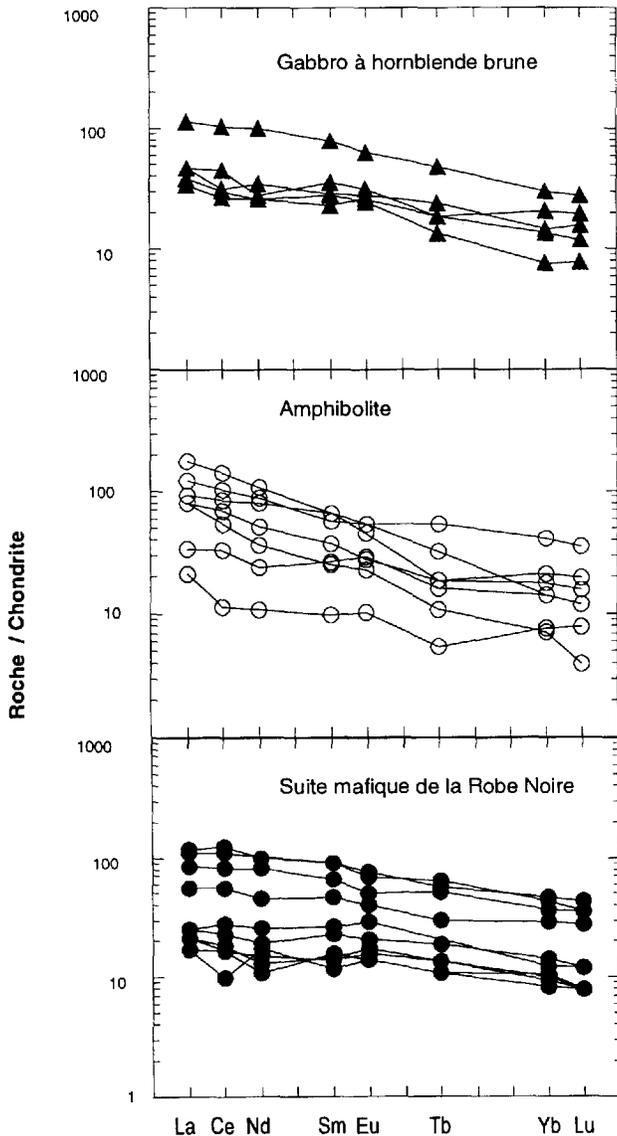


FIGURE 9A - Diagrammes de concentrations des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches mafiques.

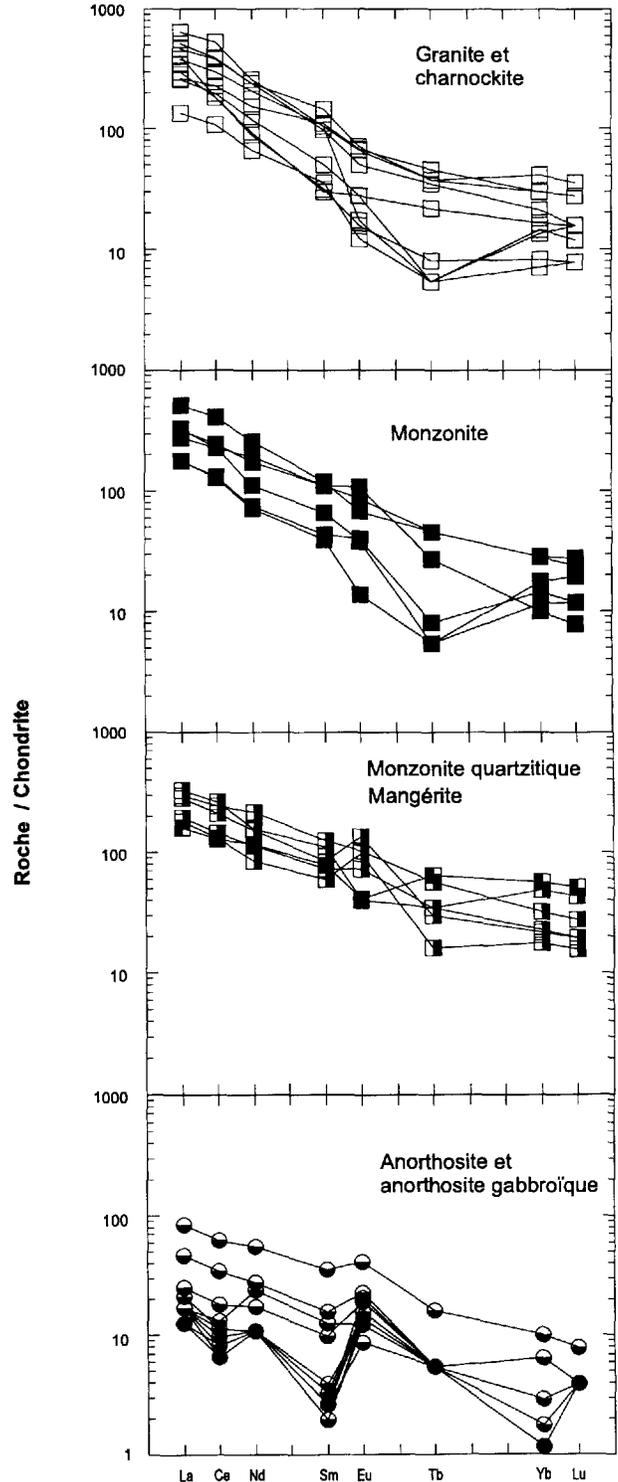


FIGURE 9B - Diagrammes de concentrations des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches anorthositiques, mangéritiques et granitiques.

comme une plaque océanique ou un plateau continental (figure 10). L'enrichissement du magma en éléments incompatibles pourrait être relié à une source provenant d'une zone du manteau légèrement enrichie. Ce type d'enrichissement du magma et sa nature modérément alcaline pourraient aussi résulter d'une contamination du magma originel lors de son ascension dans la croûte continentale.

Les différents diagrammes géochimiques, utilisés pour identifier l'environnement tectonique des unités felsiques, indiquent que les granitoïdes de toutes les suites sont à cheval sur les domaines des granites intraplaques (WPG) et des granites d'arc insulaire (VAG) (figures 10c et d). Ces résultats sont compatibles avec les environnements tectoniques déduits à partir du chimisme des unités mafiques.

À défaut d'expliquer en détail les liens génétiques entre les différentes suites intrusives de la région, les diagrammes géochimiques permettent de diagnostiquer l'environnement tectonique de mise en place. Il apparaît donc possible que la région ait été affectée par des événements tectoniques en milieu intraplaque en extension (pour pro-

duire les gabbros enrichis et les granites anorogéniques) et en compression (pour produire les granites d'arcs insulaires).

GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE LAC ET DE RUISSEAU

(en collaboration avec Jean Choinière)

Les régions du lac Allard (12L/11), du lac Jérôme (12L/13), du lac Sanson (12L/14) et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (12M/03) ont été couvertes par un levé de sédiments de lac en 1988 et 1989 (Beaumier, 1989). Au total, 381 échantillons de sédiments de lac ont été prélevés dans ces régions. La maille d'échantillonnage a permis d'obtenir une densité moyenne d'un échantillon par 13 km². Lors du levé géologique de 1997, 87 échantillons de sédiments de ruisseau ont été prélevés. Le nombre limité d'échantillons de sédiments de ruisseau s'explique par la nature même des ruisseaux de la région. Ceux-ci ont, le plus souvent, des lits de gravier grossier et de blocs et ils se prêtent peu à l'échantillonnage de sédiments fins. Les données numériques associées aux échantillons de sédiments (coordonnées et données analytiques) sont disponibles via le SIGÉOM.

La figure 11 met en évidence les principales anomalies ponctuelles pouvant être reliées à la présence de minéralisations. La seule coïncidence d'anomalie de sédiments de lac et d'anomalie de sédiments de ruisseau est observée dans la partie sud de la région qui correspond au feuillet 12M/03 et elle est caractérisée par des teneurs élevées en vanadium. Toutefois, il est intéressant de noter que les anomalies de sédiments de lac et de ruisseau en vanadium, en titane et en phosphore s'alignent le long du linéament de l'Abbé-Huard et près du contact anorthosite – mangérite (figures 2 et 11). Ces anomalies coïncident aussi avec une anomalie magnétique positive importante située près de ce contact (figure 12).

Si l'on compare la carte de la figure 11 à celle des anomalies et des indices lithogéochimiques (figure 2), on note alors la coïncidence d'anomalies en Cu, en Au et en As autour du lac du Vingt-Deuxième Mille, dans la partie sud du feuillet 12L/11.

Enfin, il n'y a pas d'anomalie de sédiments de fonds de lac dans les environs de la mine du lac Tio. Il ne faut donc pas se fier uniquement à la présence ou à l'absence d'anomalies dans les sédiments comme guide pour l'exploration dans cette région. L'absence d'anomalie pourrait avoir diverses causes comme le relief local, l'histoire glaciaire de la région et la solubilité du Titane.

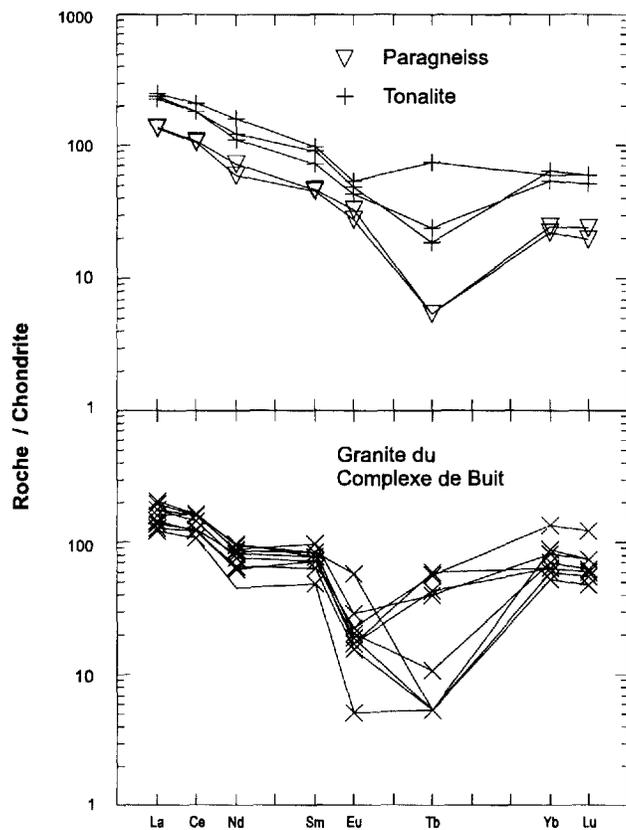


FIGURE 9C - Diagrammes de concentrations des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les roches felsiques du Complexe de Buit.

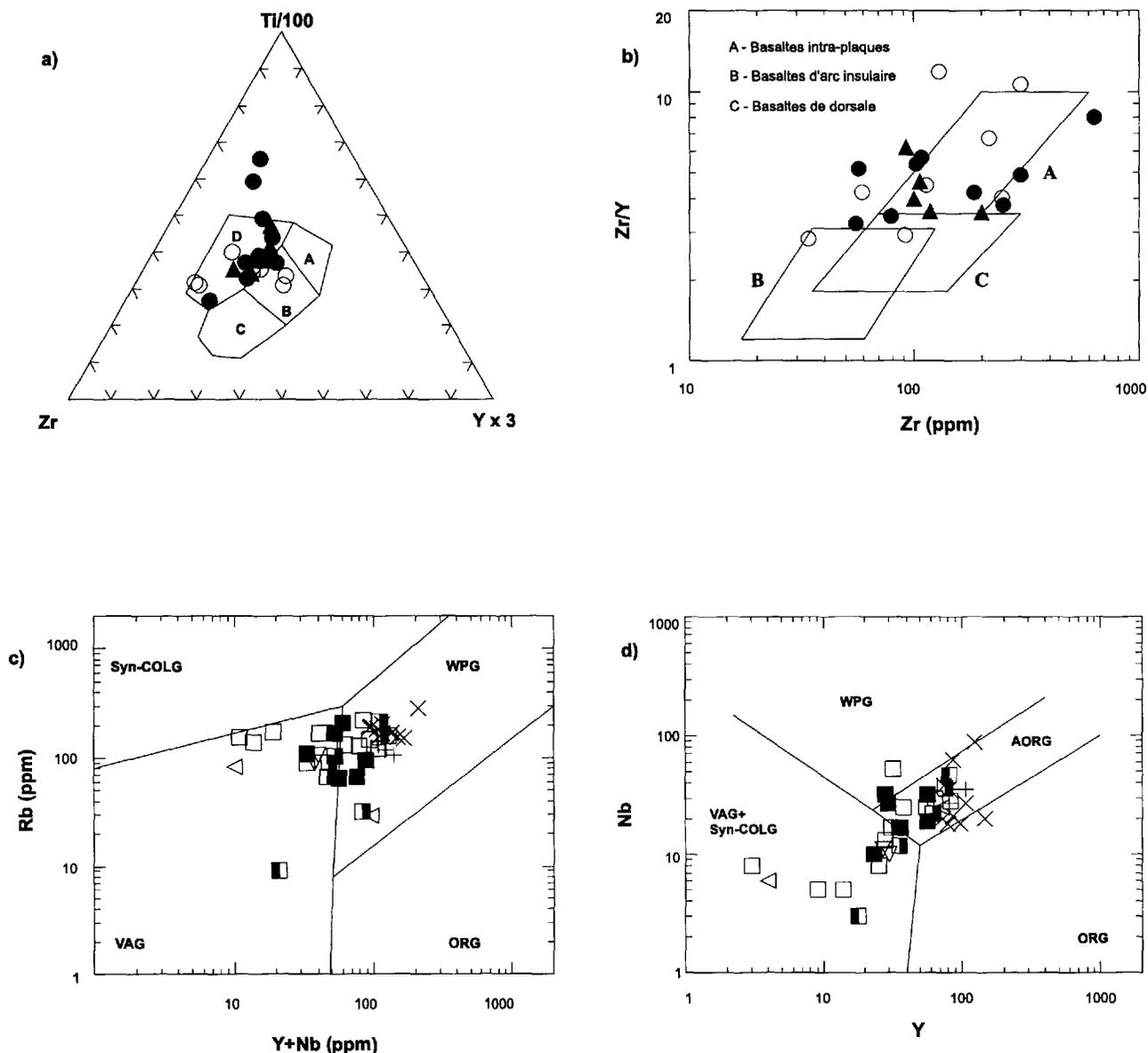


FIGURE 10 - Diagrammes discriminants pour les roches mafiques et felsiques.

a) Diagramme ternaire Ti-Y-Zr (Pearce et Cann, 1973); champs A et B: Tholéiite pauvre en K₂O, champ B: basalte de fond océanique; champs B et C: basalte calco-alcalin; champ D: basalte intra-plaque. b) Diagramme binaire Zr/Y versus Zr (Pearce et Cann, 1973). Les diagrammes s'appliquent aux roches des régions des lacs Bohier (12N/03), Cormier (12N/04), Briend (12N/05) et Le Doré (12N/06). c) ln Rb en fonction de ln (Y+Nb). d) : ln Nb en fonction de ln Y de Pearce *et al.* (1984), pour les granitoïdes des régions des lacs Bohier (12N/03), Cormier (12N/04), Briend (12N/05) et Le Doré (12N/06). (COLG= granite synchrone à une collision; VAG= granite d'arc volcanique; ORG= granite de dorsale; AORG= granite de segment anomal de dorsale; WPG= granite intra-plaque.)

LEVÉS GÉOPHYSIQUES

(en collaboration avec Geneviève Lavallée)

Levés géophysiques antérieurs

La Commission géologique du Canada a réalisé de 1966 à 1968 un levé aéromagnétique dans le secteur du Lac Sanson. Les lectures ont été prises à 300 m d'altitude avec

un espacement de 800 m entre les lignes de vol. Deux cartes du champ magnétique total ont été publiées à l'échelle du 1:63 360 et du 1:250 000 respectivement (Commission géologique du Canada, 1969a,b,c,d,e et f). Pour ce levé, les données numériques de la maille du champ magnétique total résiduel sont disponibles au ministère des Ressources naturelles du Québec (Dion et Dumont, 1994).

Entre 1960 et 1968, la Commission géologique du Canada a aussi réalisé un levé gravimétrique régional couvrant le secteur des Lacs Allard, Jérôme et Sanson et de la

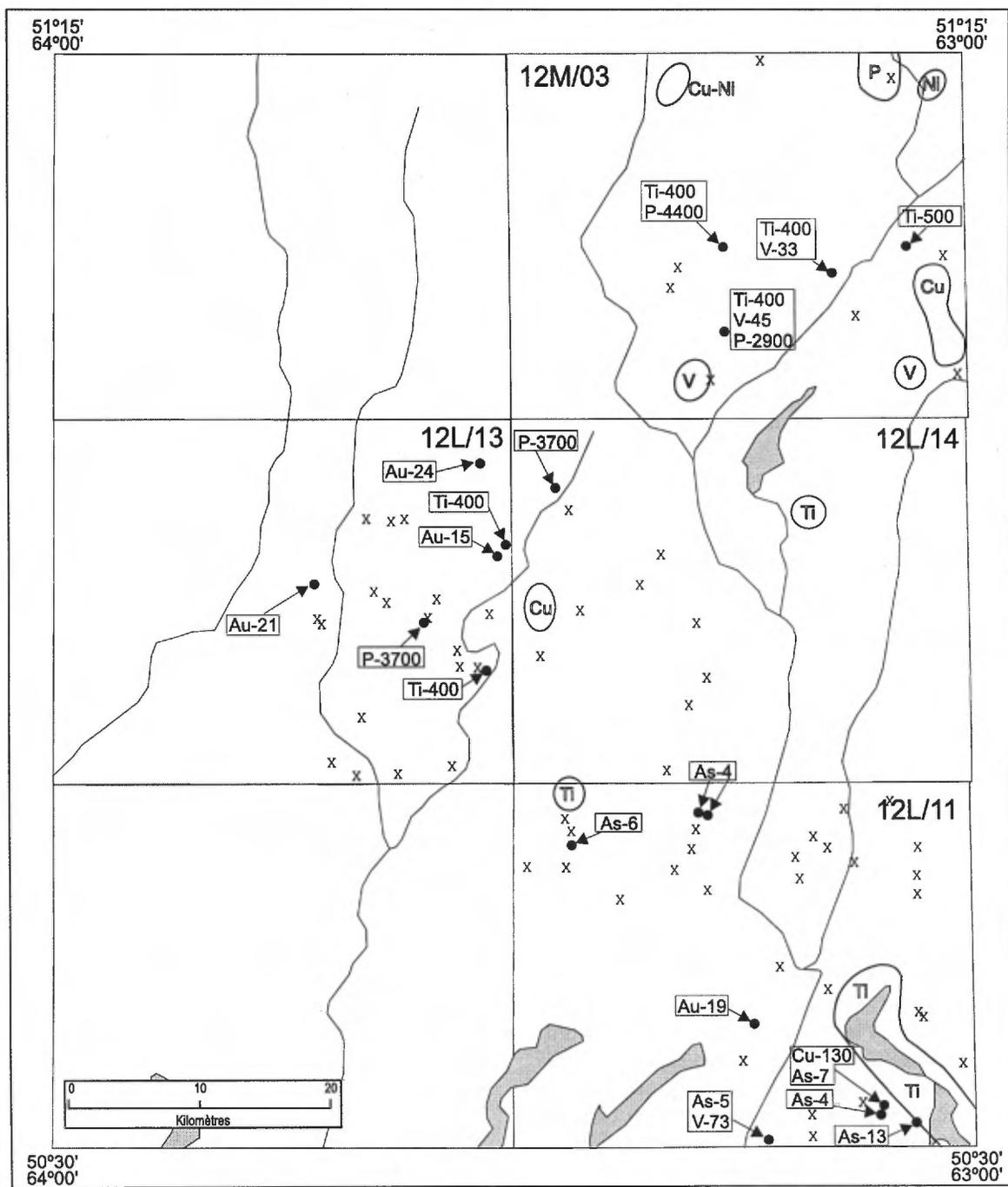


FIGURE 11 - Distribution des anomalies de sédiments de ruisseau et de fonds de lac.

Petite Rivière de l'Abbé-Huard. Les stations de lecture de ce levé sont espacées de 10 à 15 kilomètres. Les résultats sont publiés sur une carte à l'échelle de 1:500 000 (Thomas, 1974).

Champ magnétique total résiduel

La figure 12, réalisée à partir d'une maille de 200 m de côté, présente le champ magnétique total résiduel pour l'ensemble de la région. Les zones magnétiques se divisent en trois types de signatures : des zones arquées, des unités rectilignes et des aires plus ou moins circulaires ou ovoïdes.

Les anorthosites de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre se démarquent de façon spectaculaire par leur faible magnétisme. De formes ovoïdes, les deux massifs anorthositiques occupent une partie des quatre feuillets à l'étude. L'intensité magnétique y est faible jusqu'au contact. Des couronnes, où le magnétisme est plus intense, entourent les massifs. La carte du gradient magnétique vertical calculé (non incluse dans ce rapport) met en relief les anomalies de petites longueurs d'ondes ou de faible extension spatiale, c'est-à-dire, les sources situées près de la surface. En supposant une magnétisation parfaitement induite et des pendages modérés vers l'est comme ceux que nous avons mesurés sur le terrain, les contacts des corps magnétiques devraient être décalés légèrement vers l'est par rapport à l'isogramme zéro. Cet isogramme constitue tout de même une bonne approximation des contacts, compte tenu de l'échelle de cartographie. Le gradient magnétique facilite ainsi la cartographie géologique dans les régions pauvres en affleurements.

Le Complexe de Buit, avec ses quelques intrusions fortement magnétiques, occupe la majeure partie de la région couverte par le feuillet 12L/11. Le Groupe de Wakeham se manifeste par un magnétisme peu intense sur les régions des feuillets 12L/11, 12L/14 et 12M/03. Il s'étend largement à l'est de ces feuillets, comme en fait foi la figure 12. La Suite mafique de la Robe Noire, située à l'est des feuillets 12L/14 et 12M/03, est composée d'intrusions mafiques qui recoupent le Groupe de Wakeham. Ces intrusions mafiques montrent une intensité magnétique très élevée. Dans la partie NW du feuillet 12L/11, on distingue une anomalie magnétique positive très élevée et bien circonscrite. Cette anomalie, de forme circulaire, est localisée dans la couronne magnétique qui entoure le massif anorthositique du lac Allard.

Anomalie de Bouguer

Un levé gravimétrique détaillé a été réalisé concurremment au levé géologique de 1997. Ce levé couvre le feuillet SNRC 12 L/11 à l'exclusion du secteur sud-ouest. Il cou-

vre aussi la moitié est du feuillet 12 L/13, la moitié ouest du feuillet 12 L/14 et le centre-sud du feuillet 12 M/03. Le levé compte 130 stations espacées de quatre à cinq kilomètres. La carte de l'anomalie de Bouguer couvrant les feuillets SNRC 12 L/11, 12 L/13, 12 L/14 et 12 M/03 est présentée à la figure 13. À l'échelle de la Province de Grenville, le secteur à l'étude fait partie d'une grande anomalie négative connue sous le nom « d'anomalie Moisie-Agvanus ». Cette grande anomalie, orientée est-ouest, renferme plusieurs anomalies secondaires orientées NE-SW. Selon Thomas (1974), les anorthosites ($r_{\text{moy}} = 2.68 \text{ g/cc}$) de même que les granites ($r_{\text{moy}} = 2.63 \text{ g/cc}$) seraient responsables du développement des anomalies de Bouguer négatives qui caractérisent ce secteur.

Les valeurs de l'anomalie de Bouguer varient entre -40 et -100 mGals. Un certain parallélisme s'observe entre les signatures gravimétriques et magnétiques. Des zones, probablement associées à des unités de densité plus élevée que celle des encaissants, ressortent aussi sur la carte du champ magnétique total (figure 12). La signature circulaire au NW du feuillet 12L/11 ainsi que les intrusions mafiques de la Suite mafique de la Robe Noire dans le secteur est du feuillet 12M/03 en sont deux exemples. La forte anomalie positive de Bouguer qui apparaît dans la partie est de la carte de l'anomalie de Bouguer (figure 13) est probablement due à l'influence des corps gabbroïques intrusifs dans le Groupe de Wakeham. Il y a probablement un lien entre la forme de cette anomalie positive et l'orientation N-NE de la synforme de Davy, localisée à l'est de la région cartographiée (voir figure 1). Dans le même sens, les régions avec des anomalies magnétiques fortement négatives (<400 nanoTeslas) correspondent aux secteurs les plus négatifs sur l'anomalie de Bouguer; c'est le cas du massif anorthositique de la rivière Romaine. De façon générale, le champ magnétique associé à ces anomalies est faible et moins perturbé que le champ environnant, ce qui signifie que, dans la région, les anorthosites contiennent relativement peu de magnétite. Parce qu'on peut établir un lien entre le contenu en magnétite et en minéraux mafiques dans les roches ignées, il est raisonnable de supposer que les anorthosites de cette région contiennent peu de minéraux ferromagnésiens, ce qui expliquerait la faible densité moyenne observée pour le massif de la rivière Romaine (tableau 4).

Les modélisations de volume des lithologies ont été effectuées avec le progiciel GM-SYS de la firme Northwest Geophysical Associates Inc.. En tenant compte de la densité des roches, des contacts géologiques et de certaines hypothèses de travail, trois profils, localisées sur la figure 13, ont fait l'objet d'une modélisation. Ces modèles de densité, présentés à la figure 14, montrent la forme et la disposition possible des corps géologiques. Les densités utilisées pour les différentes lithologies sont présentées au tableau 4. La majorité de ces densités a été mesurée sur des

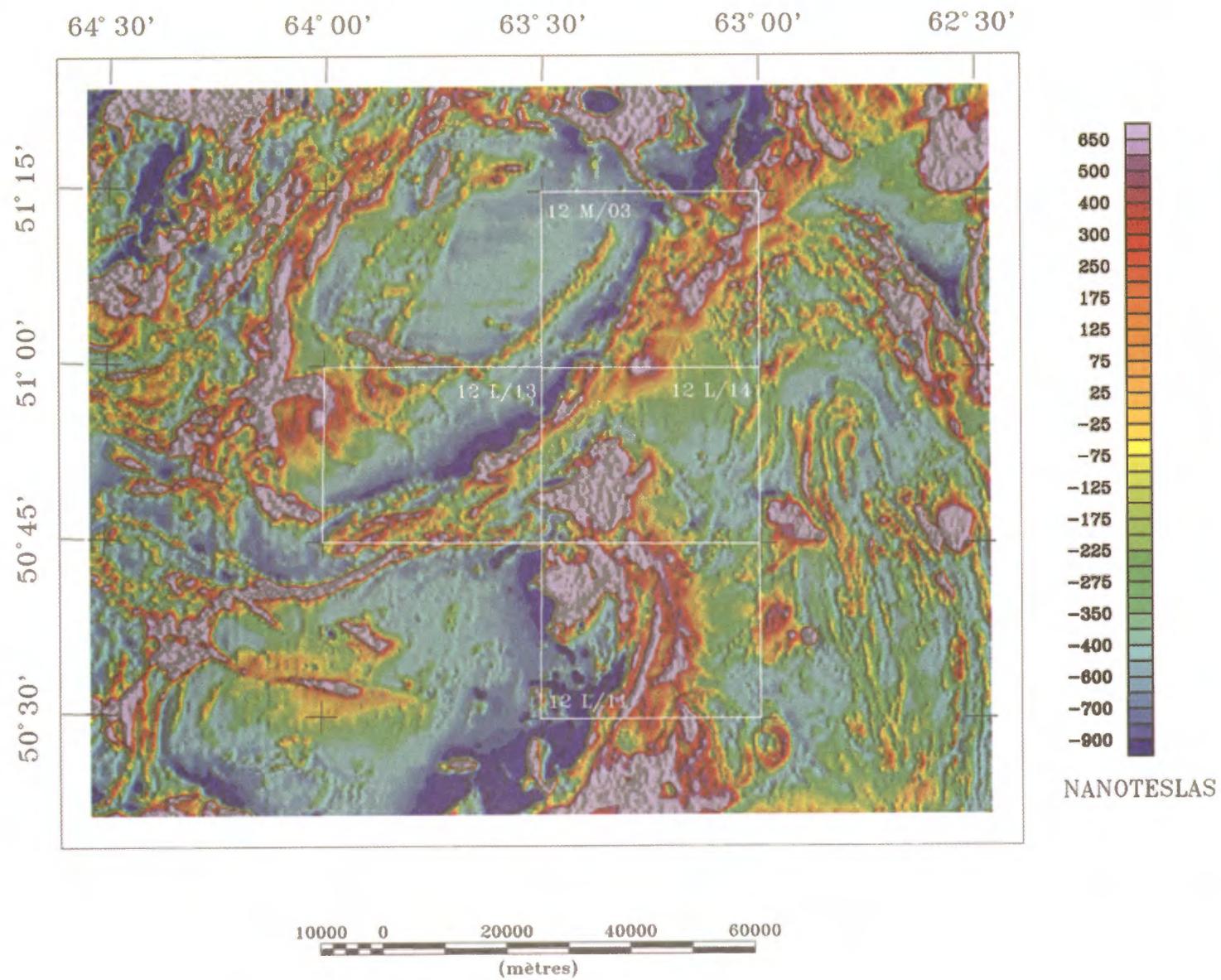


FIGURE 12 - Champ magnétique total résiduel. Les encadrés correspondent aux limites des feuillets SNRC 12L/11, 12L/13, 12L/14 et 12M/03.

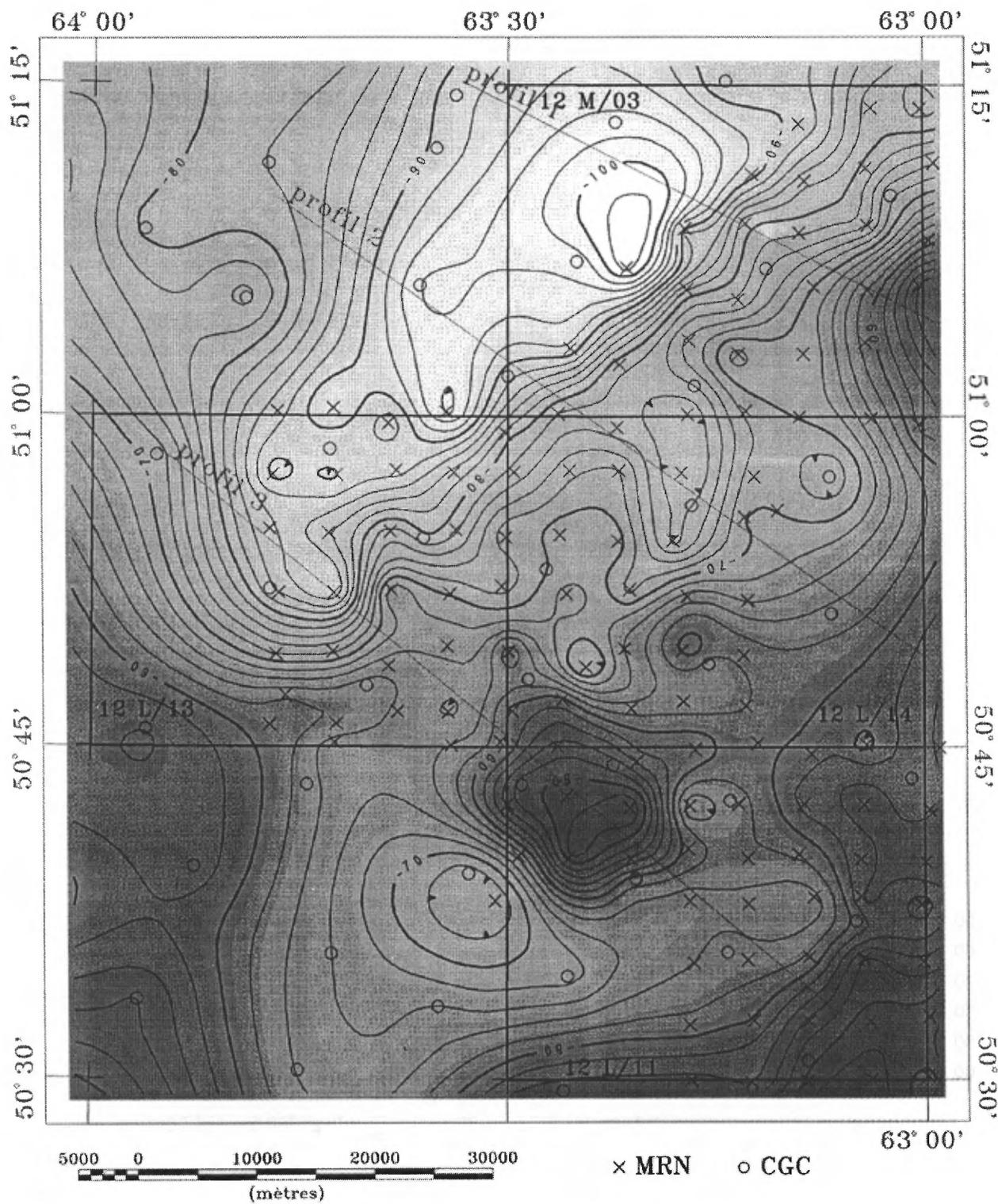


FIGURE 13 - Distribution de l'anomalie de Bouguer dans la région couverte par les feuillets 12L/11, 12L/13, 12L/14 et 12M/03. Les «x» représentent les nouvelles stations gravimétriques du levé de 1997. Les «o» correspondent aux stations gravimétriques visitées entre 1960 et 1968 par le ministère des Ressources naturelles du Canada (Thomas, 1974).

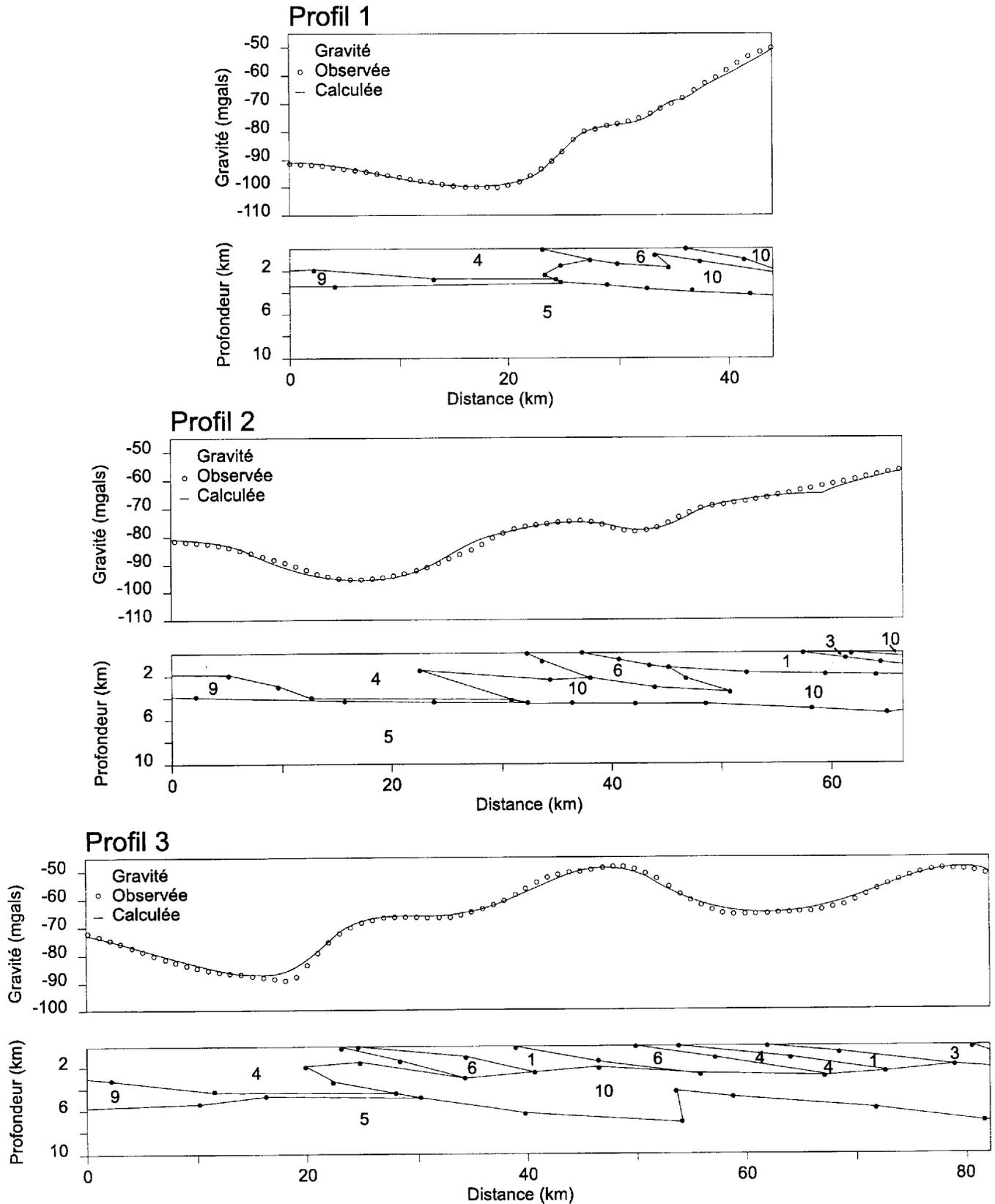


FIGURE 14 - Profils et modélisation des anomalies de Bouguer tracés en tenant compte des mesures de densité effectuées sur des échantillons typiques (tableau 4).

TABLEAU 4 - Densités mesurées et estimées des principales lithologies de la région étudiée. La numérotation des lithologies correspond à celle utilisée sur les profils de la figure 14.

Lithologie	Nombre d'échantillons	ρ moyen (g/cc)	ρ maximum (g/cc)	ρ minimum (g/cc)
1- granite	13	2,638	2,767	2,580
2- quartzite	5	2,639	2,703	2,567
3- paragneiss et quartzite	-	2,662*	,	-
4- anorthosite	9	2,678	2,749	2,605
5- «socle»	-	2,680*	-	-
6- mangérite	10	2,685	2,764	2,644
7- monzonite quartzifère	2	2,691	2,696	2,685
8- gneiss	5	2,723	2,783	2,628
9- gabbro	-	3,000*	-	-
10- gabbro	10	3,040	3,298	2,841

* valeurs estimées

échantillons à main. Nous avons estimé une densité de $2,66 \text{ g/cm}^3$ pour la lithologie 3 qui est composée à 90% de quartzite et à 10 % de gneiss, et un densité de $2,680 \text{ g/cm}^3$ pour le socle. La densité des lithologies varie entre 2,64 et $2,69 \text{ g/cm}^3$, sauf pour le gabbro qui montre une densité de $3,04 \text{ g/cm}^3$. Le peu de contraste de densité entre la majorité des lithologies rend la modélisation difficile. Néanmoins, nous observons de fortes variations gravimétriques sur tous les profils (figure 14). Ces variations suggèrent que le gabbro, qui affleure à l'est des feuilletés 12 M/03 et 12 L/14, continue en profondeur sous les autres corps géologiques. L'hypothèse d'un empilement tectonique vers l'est a été prise en considération pour élaborer les modèles de la figure 14. Les unités situées à l'est des linéaments de la rivière Romaine et de l'Abbé-Huard, auraient été transportées vers le nord-ouest, sur les unités situées du côté ouest des linéaments, comme une série d'écaillés tectoniques. On présume la présence d'une masse gabbroïque (couche 9), d'une densité de 3 g/cm^3 , sous presque toutes les lithologies. Cette couche de gabbro forme une unité distincte, qui se retrouve en profondeur. Elle passe à l'intérieur ou sous l'anorthosite et s'épaissit vers le sud-ouest (figure 14).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région est l'hôte d'un gisement de titane de classe mondiale, exploité par QIT-Fer et Titane inc. depuis 1948. Plusieurs indices minéralisés ont été observés dans la partie ouest du Groupe de Wakeham (Gobeil et Clark, 1992; Clark, 1995), et de nombreuses anomalies géochimiques en métaux usuels et en métaux précieux ont été décelées dans les sédiments de fonds de lac (Choinière et Clark, 1994) un peu partout dans le groupe.

Les modèles métallogéniques retenus dans le cadre de ce projet s'appliquent à certaines minéralisations observées dans la partie ouest du Wakeham et décrites par Gobeil et Clark (1992) et Clark (1995) : 1) Cu-Au-Ag ($\pm \text{Pb} \pm \text{Zn}$) filoniens d'origine hydrothermale (indices Baie-Johan-Beetz, Barette et Lac Véronique au SW du Groupe de Wakeham); 2) Ni-Cu dans les mégabbros (indices Rivière Quetachou et Nord de la crête White au SW du Groupe de Wakeham); 3) V-Ti dans les anorthosites.

À ces modèles s'ajoutent des minéralisations potentielles dans les granites, les intrusions mafiques et les métasé-

diments : 4) Cu-U-Au-Ag-ETR de type Olympic Dam (Oreskes et Hitzman, 1993); 5) Cu-Ni-Co-Platinoïdes dans les roches de type magmatique-mafique tels les gisements de Duluth, Muskox (Naldrett, 1989) ou Voisey's Bay (Ryan *et al.*, 1995); 6) Cu-Ag-Co de type Kupferschiefer dans les roches sédimentaires.

Minéralisations

Plusieurs nouveaux indices minéralisés et les anomalies ont été découverts au cours de la campagne de cartographie de 1997. Ces minéralisations et celles déjà connues sont liées à trois contextes géologiques distincts :

(1) Cu-Au-Ag dans le Complexe de Buit

Ces minéralisations se trouvent dans l'assemblage lithologique paragneiss-quartzite-amphibolite-granite-pegmatite du complexe (figure 2; indices 1, 2, 5, 7, 8, 9 et 10 du tableau 5 et anomalies 12 et 13 du tableau 6). Les caractéristiques de ces minéralisations sont les suivantes :

- la minéralisation est composée de chalcopryrite à laquelle sont associés, dans des proportions variables, de la bornite, de la pyrite, de la pyrrhotite, de l'ilménite, de la magnétite, du leucoxène et du rutile;

- les sulfures sont disséminés dans le paragneiss, le quartzite et l'amphibolite ainsi que dans une roche à cordiérite-anthophyllite interprétée comme une zone d'altération métamorphisée (Spear, 1993);

- l'amphibolite grenatifère et le paragneiss sont particulièrement propices à la minéralisation;

- des veines de quartz d'épaisseur millimétrique à centimétrique, traversant les métasédiments et les amphibolites, contiennent localement de la chalcopryrite ± malachite;

- plus rarement, de la chalcopryrite disséminée est observée dans les pegmatites.

L'indice du lac Sanson (Retty, 1944; Longley, 1948), situé dans la partie sud du lac (SNRC 12L/14), ainsi que l'indice du bassin des Murailles (Retty, 1944), aux abords de la rivière Romaine (SNRC 12L/11), sont deux exemples de ce type de minéralisation. Ce contexte métallogénique s'étend sur une superficie de plus de 400 km² dans le Complexe de Buit (figure 2).

(2) Cu-Au-Ag dans la Suite mafique de la Robe Noire

Ces minéralisations se présentent sous forme de chalcopryrite, de pyrite et de pyrrhotite disséminées dans des dykes et des filons-couches de gabbro et d'amphibolite de la Suite mafique de la Robe Noire (figure 2; indices 6 et 11 du tableau 5 et anomalie 15 du tableau 6). Ces roches minéralisées sont relativement riches en oxydes (magnétite et ilménite) et elles sont situées à proximité de métasédiments.

(3) V-Ti dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

Ce type de minéralisation se localise dans des roches riches en oxydes de Fe et de Ti. Ces roches sont composées de plus de 50 % d'oxydes (magnétite et d'ilménite) dans lesquels flottent des cristaux de plagioclase. Ce type de minéralisation se situe notamment à l'interface entre l'anorthosite du massif de la rivière Romaine et la mangérite qui la ceinture (figure 2, indice 4 du tableau 5 et anomalies 16, 17 et 18 du tableau 6). Les roches hôtes de ces minéralisations contiennent aussi beaucoup d'apatite. Dans le feuillet du lac Allard, la plupart des bandes de ferro-diorites/jotunites (unités 5 et 6 de Hocq, 1982) constituent des bandes plus ou moins homogènes caractérisées par ce type de minéralisations. Elles s'accompagnent de fortes anomalies magnétiques positives et ponctuelles. Ces minéralisations ne semblent pas restreintes à la région du feuillet du lac Allard, mais elles s'étendent possiblement jusqu'au nord de la région de la petite rivière de l'Abbé-Huard.

Les données actuelles ne permettent pas encore de proposer des modèles métallogéniques définitifs. Toutefois, le Complexe de Buit constitue la cible la plus intéressante pour l'exploration du cuivre et des métaux précieux. Le modèle considéré actuellement pour expliquer cette minéralisation est celui des gîtes de cuivre stratiformes dans des roches sédimentaires. L'abondance d'oxydes dans les métasédiments du Complexe de Buit pourrait indiquer que ces strates étaient à l'origine des *redbeds* qui auraient perdu leur couleur rouge par métamorphisme et transformation de l'hématite et la goéthite en magnétite. Ces gisements, formés en milieu continental, sont nombreux au Protérozoïque. Il est aussi possible qu'une partie des minéralisations soient associées à des édifices volcaniques. L'assemblage lithologique amphibolites - paragneiss et zones à cordiérite + anthophyllite pourrait correspondre à un empilement volcano-sédimentaire auquel sont associées des zones d'altérations hydrothermale, le tout métamorphisé au faciès des amphibolites. En plus, il est difficile d'écarter la possibilité que certaines minéralisations soient de type filonien, d'autant plus que les minéralisations sont à faibles distances de zones de cisaillement.

Les gabbros de la Suite mafique de la Robe Noire constituent aussi une cible intéressante pour des minéralisations en cuivre, or, argent et vanadium. Enfin, le contact anorthosite-mangérite est le site d'indices et d'anomalies en vanadium et en titane.

La région étudiée montre une variété d'autres environnements géologiques (figure 1) : roches métasédimentaires, roches plutoniques de composition et d'âges différents, ainsi que des structures majeures comme les zones de cisaillement de la rivière Romaine et de l'Abbé-Huard. Mais il semble bien que les principaux indices et anomalies

TABLEAU 5 - Indices minéralisés (autres que Fe et Ti).

Numéro sur la figure 2	Nom de l'indice	Minéraux et associations	Substances	SNRC (fiche de gîte)	Coordonnée UTM (NAD83)	Coordonnée UTM (NAD27)
1	Bassin des Murailles	Cp, Po, Py dans du paragneiss migmatisé	0,5 % Cu, 1,3 g/t Ag	12L/11 (-0004)	487946E 5607692N	487883E 5607472N
2	Lac Boucher	Sulfures, Cp dans une amphibolite avec paragneiss	0,11 % Cu	12L/11	487593E 5614443N	487529E 5614220N
3	Mingan Sud	Im et sulfures dans une anorthosite	0,12 % Cu, 0,18 % V	12L/13	451851E 5622434N	451788E 5622212N
4	Mingan Centre	Mg, Im, Sf dans une anorthosite	0,17 % V	12L/13	454018E 5633027N	453955E 5632805N
5	Hayman (Lac Sanson)	Cp, Py, Po en veines et disséminées dans des paragneiss et amphibolites	4,21 % Cu, 6 g/t Au, (0,86 % Cu, 3 g/t Ag)*	12L/14 (-0001)	486357E 5638688N	486196E 5638649N
6	Romaine Sud-Est	Cp et or visible dans un gabbro intrusif dans des métasédiments	0,34 % Cu, 0,21 g/t Au, 1,54 g/t Ag	12L/14 (-0003)	498543E 5642395N	498480E 5642173N
7	Lac Bernard	Cp et Py dans un paragneiss à anthophyllite-cordiérite-grenat	0,43 % Cu	12L/14	475688E 5636789N	475624E 5636565N
8	Romaine 1	Cp, Mc dans des veines de Qz et de pegmatite recoupant du gabbro et du paragneiss	0,11 % Cu,	12L/14	482601E 5639475N	482538E 5639252N
9	Rivière Bernard	Bn, Cp et Py en veinules dans du paragneiss	0,17 % Cu	12L/14	476048E 5642029N	475984E 5641805N
10	Romaine 2	Cp, Py dans un paragneiss migmatisé	0,57 % Cu, 0,1 g/t Au	12L/14	481106E 5627229N	481043E 5627006N
11	Abbé-Huard 1	Im et Mg dans du gabbro altéré	5 g/t Ag	12M/03	495671E 5654504N	495607E 5654280N

Les rangs ombragés correspondent aux nouveaux indices.

Bn bornite; Cp : chalcopryrite; Im : ilménite; Mc : malachite; Mg : magnétite; Po : pyrrhotite; Py : pyrite; Qz : quartz ; Sf : sulfures indéterminés;

* Résultats d'analyse de cette étude entre parenthèses.

TABLEAU 6 - Anomalies géochimiques (en métaux non ferreux).

Numéro sur la figure 2	Nom de l'anomalie	Minéraux et associations	Substances	SNRC	Coordonnées UTM (NAD83)	Coordonnées UTM (NAD27)
12	Laurin 1	Po, Py, Cp en veinules et disséminés dans un paragneiss	0,08 % Cu	12L/11	488616E 5604243N	488553E 5604021N
13	Laurin 2	Sulfures dans un gneiss quartzo-feldspathique à sillimanite	12 ppb Au	12L/11	488998E 5599828N	488935E 5599606N
14	Laurin 3	Im et Rl dans un gabbro métamorphisé	0,12 % V	12L/11	490468E 5612711N	490404E 5612488N
15	Romaine 3	Py et Cp dans un gabbro amphibolitisé	4 g/t Ag	12L/14	482502E 5640480N	482439E 5640258N
16	Abbé-Huard 2	Ilménite dans l'anorthosite	0,14 % V, 10 % TiO ₂	12M/03	483849E 5677451N	483784E 5677227N
17	Abbé-Huard 3	Ilménite dans l'anorthosite	0,12 % V, 9 % TiO ₂	12M/03	485137E 5677377N	485073E 5677153N
18	Abbé-Huard 4	Ilménite dans l'anorthosite	0,13 % V, 9 % TiO ₂	12M/03	485483E 5676057N	485419E 5675833N

Cp : chalcopryrite; Im : ilménite; Po : Pyrrhotite; Py : pyrite; Rl : rutile

découverts sont essentiellement associés aux paragneiss du Complexe de Buit et au faciès de bordure de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, au contact des anorthosites et des mangérites.

MODÈLE TECTONIQUE

À partir des données recueillies lors de la cartographie effectuée par le ministère des Ressources naturelles au nord de Havre-Saint-Pierre et de Natashquan (Madore *et al.*, 1997a ; Madore *et al.*, 1997b ; Verpaelst *et al.*, 1997a ; Verpaelst *et al.*, 1997b ; Madore *et al.*, 1999), les grandes lignes d'un modèle tectonique peuvent être tracées pour la partie est de la Province de Grenville du Québec. Des corrélations entre la partie est et la partie ouest de l'aire

d'affleurement du Groupe de Wakeham peuvent aussi être suggérées (figure 15).

Dans un premier temps, les sédiments du Groupe de Wakeham ont été déposés sur une marge continentale passive, il y a environ de 1600 Ma. Par la suite, un événement magmatique a donné la Suite felsique de Kataht (1495 - 1510 Ma). Ces âges correspondent aussi à l'événement pinwarrien (1530 - 1450 Ma). Les intrusions de la Suite felsique de Kataht sont constituées de porphyres felsiques ainsi que de granite rapakivi. Une partie de ces intrusions est située à l'est du Groupe de Wakeham. D'autres de ces intrusions coupent la partie est des sédiments du Groupe de Wakeham. Toujours à l'est du Groupe de Wakeham, les granites de la Suite felsique d'Olomane correspondent à un ajout de matériau sialique dans la croûte continentale. Ils sont d'âge elzevirien (1300 - 1250 Ma). Les granitoïdes de la Suite felsique de La Galissonnière sont des intrusions tardives qui succèdent au paroxysme de l'événement ot-

Âge (Ma)	Événements géologiques dans la partie ouest du Groupe de Wakeham	Événements géologiques dans la partie est du Groupe de Wakeham	Orogénies dans la Province de Grenville
900		Gabbro de Le Doré	
1000	Formation du Complexe de Buit et chevauchement du Gr. de Wakeham et du Complexe de Buit sur la suite anorthositique	Formation du Complexe de Boulain et chevauchement du Groupe de Wakeham sur le Complexe de Boulain	Orogénie ottawaienne
1100	Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre	Anorthosites de Donjon, Maryen et Etamamiou	
	Suite mafique de la Robe-Noire	Suite mafique de Lillian Gabbro de Kapanien	
1200		Suite felsique d'Olomane	Orogénie elzevirienne
1300		Rhyolite et monzonite	
1400			
1500		Suite felsique de Kataht	Orogénie pinwarrienne
1600	Sédimentation du Groupe de Wakeham	Sédimentation du Groupe de Wakeham	
	Socle ?	Socle ?	

FIGURE 15 - Âge des principaux événements géologiques dans la partie E et W du Groupe de Wakeham.

tawaien (>1100 Ma). Dans la partie est de l'aire d'affleurement du Groupe de Wakeham, l'âge des unités mafiques, (Suite mafique de Lillian, Gabbro de Kapanien, Gabbro de Le Doré), déduit à partir des relations de terrain, varie de 1200 à 900 Ma. Dans la partie ouest du Groupe de Wakeham, un gabbro, équivalent probable des roches de la Suite mafique de la Robe Noire, a été daté à 1177 ± 5 /-4 Ma. (Martignole *et al.*, 1994). Ces suites mafiques correspondent probablement à des événements anorogéniques.

Le Groupe de Wakeham est ceinturé par des roches déformées et métamorphisées. À l'est, le groupe est bordé par le Complexe de Boulain principalement constitué de gneiss granitique et de granite folié. L'analyse isotopique (technique $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ par LAM-ICP-Q-MS) de zircons hérités contenus dans ce granite folié a permis d'identifier un intervalle d'âges comparable à celui obtenu sur les zircons détritiques d'une arkose du Groupe de Wakeham. Ceci suggère une fusion partielle des sédiments du Wakeham pour générer le granite folié. À l'ouest, le Groupe de Wakeham est bordé par le Complexe de Buit, un assemblage de roches déformées et métamorphisées dans des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 GPa. Le complexe comprend surtout du gneiss, ainsi que des roches felsiques intrusives et foliées, du quartzite, du paragneiss et de l'amphibolite. Les métasédiments du Complexe de Buit sont fort probablement des équivalents lithologiques du Groupe de Wakeham. La déformation observée dans le Complexe de Buit affecte aussi les roches de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre dont les âges connus varient entre 1133 et 1062 Ma. La déformation est donc contemporaine ou postérieure à 1062 Ma. Cette déformation pourrait correspondre à un transport tectonique, de direction générale NW, qui a affecté le Groupe de Wakeham et les unités adjacentes au cours de l'orogénie ottawaienne (~1000 Ma).

CONCLUSION

Les travaux de terrain effectués sur les régions couvertes par les feuillets du lac Allard (12L/11), du lac Jérôme (12L/13), du lac Sanson (12L/14) et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (12M/03) incluent un levé géologique à l'échelle du 1:50 000, un levé gravimétrique aux stations espacées de 4 à 5 km et un levé de sédiments de ruisseau. Les données des travaux antérieurs disponibles (géochimie, géophysique, image satellite, géologie et géochronologie) ont été intégrées aux nouvelles données recueillies.

Ces travaux de terrain ont permis de mettre à jour la carte géologique. Dans la région du lac Allard, on a reconnu le Groupe de Wakeham; on y a aussi défini une des deux nouvelles unités du secteur, le Complexe de Buit (l'autre unité étant la Suite mafique de la Robe Noire, qui affleure

au nord de la région). Enfin, la cartographie a permis de redéfinir une unité lithodémique, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Dans le feuillet du lac Allard (12L/11), un nouvel indice de cuivre s'ajoute à celui du Bassin des Murailles déjà répertorié. Ces indices se trouvent dans des paragneiss du Complexe de Buit et ils sont localisés en bordure d'une anomalie magnétique positive. Toutefois, elles ne semblent pas coïncider avec des anomalies de géochimie de fond de lac ou de ruisseau. Les modèles métallogéniques considérés pour ces minéralisations sont : les gîtes de cuivre de type stratiforme dans des roches sédimentaires, les gîtes associés aux empilements volcano-sédimentaires et les gîtes de cuivre et argent de type filonien.

Du point de vue régional, le Groupe de Wakeham est bordé par le Complexe de Buit, un assemblage de roches déformées et métamorphisées dans des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 Gpa. Le complexe comprend principalement du gneiss, des roches felsiques intrusives et foliées, du quartzite, du paragneiss et de l'amphibolite. Les métasédiments du Complexe de Buit sont fort probablement des équivalents lithologiques du Groupe de Wakeham. On pourrait corréliser ce complexe avec le Complexe de Boulain qui a été défini dans le secteur du lac Bohier, où il est en contact de faille avec la partie est du Groupe de Wakeham.

La déformation observée dans le Complexe de Buit affecte aussi les roches de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre dont les âges connus varient entre 1133 et 1062 Ma. La déformation est donc contemporaine ou postérieure à 1062 Ma. Cette déformation pourrait correspondre à un transport tectonique, de direction générale NW, qui a affecté le Groupe de Wakeham et les unités adjacentes au cours de l'orogénie ottawaienne (~1000 Ma).

La figure 15 résume l'âge des principaux événements géologiques et met en relation les unités présentes de part et d'autre du Groupe de Wakeham. Il est cependant nécessaire d'effectuer une synthèse régionale afin d'établir, avec plus de certitude, l'histoire géologique du Groupe de Wakeham et des roches environnantes. Cette synthèse permettra, entre autre, de mieux comprendre les relations tectono-stratigraphiques entre les roches du Complexe de Buit et celles du Complexe de Boulain. Elle permettra aussi de mieux définir les gneiss non différenciés situés au nord et au sud du Groupe de Wakeham. Enfin, elle permettra d'élaborer un modèle tectonique plus détaillé pour l'ensemble de la région.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L., 1983 – Carte des gîtes minéraux du Québec, Région de la Côte Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; DV 83-14, cartes M-360, M-361, M-368 et M-369.

- BEAUMIER, M., 1989 – Géochimie des sédiments de lac, région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-46 (MB 89-46X pour les données sous forme numérique).
- BERGERON, M., 1973 – A mineralogical study of hemo-ilmenite ore from lac Tio, Québec. Quebec Iron and Titanium Corporation; Research report number 9, 145 pages.
- BERGERON, M., 1986 – Minéralogie et géochimie de la Suite anorthositique de la région du Lac Allard, Québec : évolution des membres mafiques et origine des gîtes massifs d'ilménite. École Polytechnique de Montréal; thèse de Ph.D., 485 pages.
- BOURRET, W., 1949 – Aeromagnetic survey of the Allard Lake district, Quebec. *Economic Geology*, volume 44, pages 732-740.
- CAMION, E., 1990 – Évolution métamorphique et tectonique du Supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec). Thèse de maîtrise, Université de Montréal; Montréal, 99 pages.
- CARMICHAEL, M.D., 1978 – Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale. *American Journal of Science*; volume 278, pages 769-797.
- CGC, 1969a – Série de cartes aéromagnétiques (Lac Allard). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 5133G. (SNRC 12L/11)
- CGC, 1969b – Série de cartes aéromagnétiques (Lac Jérôme). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 5152G. (SNRC 12L/13)
- CGC, 1969c – Série de cartes aéromagnétiques (Lac Sanson). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 5151G. (SNRC 12L/14)
- CGC, 1969d – Série de cartes aéromagnétiques (Rivière de l'Abbé-Huard). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 5154G. (SNRC 12M/03)
- CGC, 1969e – Série de cartes aéromagnétiques (Havre Saint-Pierre). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 7360G. (SNRC 12L)
- CGC, 1969f – Série de cartes aéromagnétiques (Lac Morhiban). Commission géologique du Canada, Ottawa; carte 7370G. (SNRC 12M)
- CHOINIÈRE, J. – CLARK, T., 1994 – Nouvelles analyses pour l'or dans les sédiments de lac de la région de Baie-Johan-Beetz (Moyenne-Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles; PRO 94-02, 7 pages.
- CLARK, T., 1995 – Étude préliminaire de minéralisations à l'est de Baie-Johan-Beetz, Moyenne - Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-54, 36 pages.
- CLARK, T. – MACHADO, N., 1995 – New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement: preliminary results. IN: Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Result from a combined meeting on the Grenville province with the ESCOOT transect; Report 49, pages 29-35.
- CLAVEAU, J., 1949 – La région du lac Wakeham, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; Rapport géologique 37, 57 pages.
- COOPER, G.E., 1957 – Région de Johan-Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 74, 69 pages.
- DÉPATIE, J., 1967 – Géologie de la région du lac à l'ours, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 559, 16 pages.
- DION, D.J. – DUMONT, R., 1994 – Diffusion des données numériques (maille du champ magnétique total résiduel), territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.
- EMSLIE, R.F. – HUNT, P.A., 1990 – Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*; volume 98, pages 213-231.
- FOWLER, A.D. – DOIG, R., 1983 – The age and origin of Grenville Province uraniumiferous granites and pegmatites. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 92-104.
- GOBEIL, A. – CHEVÉ, S. – CLARK, T. – TOGOLA, N., 1997 – Rivière Baune (22P02), Ministère des Ressources naturelles; carte SI-22P02-97K.
- GOBEIL, A. – CLARK, T., 1992 – L'indice Freewest et le potentiel en cuivre, or et argent de la zone de déformation du lac Caron (Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 92-01, 5 pages.
- GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. IN: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Édité by T.S. Brewer. Geological Society; Special Publication number 112, pages 197-218.
- GRENIER, P.-E., 1957 – Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-73, 88 pages.
- HAMMOND, P., 1949 – Geology of the Allard lake ilmenite Deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Transactions; volume 52, pages 64-78.
- HAMMOND, P., 1952 – Allard Lake ilmenite deposits. *Economic Geology*; Volume 47, pages 634-649.
- HARGRAVES, R.B., 1959. – Petrology of the Allard Lake anorthosite suite and paleomagnetism of the ilmenite deposits. Princeton University; unpublished Ph.D. thesis.
- HARGRAVES, R.B., 1962. – Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Québec. IN: Petrologic Studies (Buddington volume), Geological Society of America; pages 163-189.
- HOCQ, M., 1982 – Région du lac Allard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-894, 99 pages.
- INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1993 – Étude régionale du Supergroupe de Wakeham, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-21, 73 pages.
- KEARY, P. – THOMAS, M.D., 1979 – Interpretation of the gravity field of the Lac Fournier and Romaine River anorthosite massifs, eastern Grenville Province : significance to the origin of anorthosite. *Journal of the Geological Society of London*; volume 136, pages 725-736.
- LONGLEY, W.W., 1948 – Région du lac Forget, Comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RG 36.

- LOVERIDGE, W.D., 1986 – U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Quebec. IN: Current Research, part A. Commission Géologique du Canada; paper 86-1A, pages 523-530.
- MADORE, L. – VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. 1997a – Géologie de la région du lac Cormier (SNRC 12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-08, 32 pages.
- MADORE, L. – VERPAELST, P. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. – LEFEBVRE, D. – MARQUIS, R. – HOCQ, M., 1997b – Géologie de la région du lac Briand (12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-05, 30 pages.
- MARTIGNOLE, J., 1996 – Tectonic setting of anorthositic complexes of the Grenville Province, Canada. Dans : Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. Université libre de Bruxelles, pages 3-18.
- MARTIGNOLE, J. – MACHADO, N. – INDARES, A., 1994 – The Wakeham Terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. Precambrian Research; volume 68, pages 291-306.
- MARTIGNOLE, J. – INDARES, A. – DESJARDINS, D., 1992 – Géologie de la région des lacs Artur et Ruffin (Moyenne-Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-20, 74 pages, 1 carte.
- MARTIGNOLE, J. – INDARES, A., 1988 – Étude régionale du secteur nord-est du Supergroupe de Wakeham. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-06, 9 pages.
- NALDRETT, A.J., 1989 – Magmatic sulfide deposits. Oxford Monographs on Geology and geophysics number 14; Oxford University Press, 186 pages.
- ORESQUES, N. – HITZMAN, M.W., 1993 – A model for the origin of the Olympic Dam-type deposits. IN : Mineral Deposit Modeling (Edited by R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke). Association géologique du Canada; Special Paper 40, pages 615-633.
- RETTY, J.A., 1944 – Région de la rivière Romaine inférieure, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec ; Rapport géologique 19, 32 pages.
- ROBIN, P.Y. – JOWETT, E., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. Tectonophysics; volume 121, pages 207-223.
- RYAN, B. – WARDLE, R.J. – OWER, C.F. – NUNN, G.A.G., 1995 – Nickel-copper sulphide mineralisation in Labrador; The Voisy's Bay discovery and its exploration implications. Current Research, Report 95-1, Geological Survey, Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador; pages 177-204.
- SHARMA, K.N.M. – FRANCONI, A., 1975 – Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; Rapport géologique 163, 71 pages.
- SHARMA, K.N.M. – JACOBY, R.S., 1972 – Jeremie and Gaudreault lakes area. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-134, 16 pages.
- SPEAR, F.S., 1993 – Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths. Mineralogical Society of America; Monograph Series, 799 pages.
- SUN, S.S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. IN: Magmatism in the ocean basins, Geological Society; Special Publication 42, pages 313-345.
- THOMAS, M.D., 1974 – The Correlation of Gravity and Geology in Southeastern and Southern Labrador, Gravity map series of the Earth physics branch, Département de l'Énergie, Mines et Ressources, Ottawa; 49 pages (7 cartes).
- 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. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1453-1457.
- VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – HOCQ, M. – DION, D.-J., 1999 – Géologie des régions du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12/L13, 12I/14 et 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02.
- VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997a – Géologie de la région du lac Bohier (12N/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-07, 29 pages.
- VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997b – Géologie de la région du lac Le Doré (12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-02, 29 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972 – The Grenville Province. IN: Variations in tectonic styles in Canada. Edited by R.A. Price and R.J.W. Douglas. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 263-334.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines